JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte
auf den Gebieten der
Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern
herausgegeben
von

Prof. Dr. Hermann J. Klein.

XVII. Jahrgang 1906.

Mit fünf Tafeln in Schwarz- und einer Tafel in Buntdruck.

EDUARD HEINRICH MAYER
Verlagsbuchhandlung
Leipzig 1907.

Inhaltsübersicht.

Geophysik.

Verzeichnis der Tafeln.

Astrophysik.

Sonne.

Die Gestalt der Sonne. Dem Schlusse, welchen Lane Poor über eine periodische Veränderung der Gestalt der Sonne gezogen hat,[1]) ist Prof. Ambronn bezüglich der Göttinger Messungen entgegengetreten. Er weist nach, daß diese letztern eine etwaige Periodizität nicht anzeigen, und bemerkt, daß alle diese Fragen über etwaige Periodizität in den Werten des Sonnendurchmessers und die Koinzidenz derselben mit andern ähnlichen Erscheinungen von ihm jahrelang erwogen und durch sehr zahlreiche Zusammenstellungen geprüft worden seien, ohne daß er in den Göttinger Messungen dafür eine sichere Bestätigung gefunden habe.

Die Temperatur der Sonne. Der französische Chemiker Moissan hat gefunden, daß sämtliche bekannten Metalle im elektrischen Ofen verflüssigt und destilliert werden können. Ferner hatte er bereits nachgewiesen, daß Bor und Kohlenstoff bei der hohen Temperatur des elektrischen Ofens und bei Atmosphärendruck in den gasförmigen Zustand übergingen, ohne verflüssigt zu werden, während Titan unter diesen Bedingungen flüssig wurde. Wie neuere Versuche von Moissan zeigen, kann jedoch auch Titan im elektrischen Ofen (mit einem Strom von 500 Ampère und 110 Volt während 5 Minuten, oder von 1000 Ampère und 55 Volt während 7 Minuten) destilliert werden, so daß mit Hilfe des elektrischen Stromes alle auf der Oberfläche der Erde vorkommenden einfachen wie zusammengesetzten Stoffe in gasförmigen Zustand übergeführt werden können. Diese Tatsachen veranlaßten Moissan zu Betrachtungen über die Temperatur der Sonne. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Sonnenmasse nicht nur aus gasförmigen Stoffen besteht, sondern einen festen oder flüssigen Kern besitzt. Die maximale Temperatur des elektrischen Bogens, gemessen nach Violle, liegt nahe bei 3500°. Da bei dieser Temperatur alle bekannten Körper auf der Erde wie auf der Sonne gasförmig sind, so kann sich die Temperatur der Sonne kaum über

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch **16**. p. 6.

3500° erheben. Allerdings ändern größere Drucke diese für unsern Atmosphärendruck gültigen Daten für die Verdampfung der verschiedenen einfachen und zusammengesetzten Körper; doch werden diese Temperaturen kaum viel höhere Zahlen als die bereits angegebenen erreichen und wahrscheinlich zwischen denen von Wilson (6590°) und von Violle (2000 bis 3000°) schwanken und diesen letztern näher stehen.[1])

Die Helligkeit der Sonne in Sterngrößen. Versuche, die Lichtmenge der Sonne mit derjenigen eines Fixsternes zu vergleichen, sind auf Grund exakter photometrischer Messungen bisher nur von Zöllner angestellt worden. Kürzlich hat jedoch Prof. Ceraski dieselbe mit einem neuen Photometer wiederholt.[2]) Er wurde hierzu veranlaßt durch den Umstand, daß im Frühlinge 1903 der Planet Venus in einer günstigen Lage sich befand, um mittels desselben Helligkeitsvergleichungen einerseits mit der Sonne, anderseits mit einem Fixsterne auszuführen. Zu diesem Zwecke wurde ein Zöllnersches Photometer benutzt und die Intensität des Sonnenbildes bestimmt, das von der Oberfläche einer auf der Spitze des meteorologischen Turmes des Observatoriums angebrachten Linse zurückstrahlte. Es ergab sich für Venus 112 Tage vor der untern Konjunktion, daß deren Helligkeit in dieser Stellung zur Erde und Sonne sich zur Helligkeit der Sonne verhielt wie 1 zu 1510 Millionen. Nach dem Untergange der Sonne wurde dann die Helligkeit der Venus photometrisch mit der von α im großen Löwen verglichen. Prof. Ceraski war nicht wenig darüber erstaunt, welche fast unübersteiglichen Schwierigkeiten dieser letztere Teil seiner Arbeit verursachte. Auf dem klaren Himmelsgrunde präsentierte sich der Stern α Leonis wie ein stark funkelnder, leuchtender Punkt ohne merklichen Durchmesser, während Venus, die in lebhaftem, ruhigem Glanze strahlte, die photometrische Vergleichung beider aufs äußerste erschwerte Im Frühlinge 1905 war der Planet Venus wiederum in günstiger Position zu derartigen Beobachtungen, und Prof. Ceraski hoffte, dieses Mal bessere Resultate zu erhalten, eine Hoffnung, die auch nicht getäuscht wurde. Die Beobachtungen waren in der Tat viel bequemer und genauer, nur war die Phase der Venus schon etwas klein, doch war dieser Umstand unwichtig, da sie in dem kleinen Beobachtungsfernrohre kaum merklich war. Im Mittel aus allen Vergleichungen ergab sich, daß die Sonne uns zusendet

290550 Millionen mal mehr Licht als der Polarstern
77670 „ „ „ „ „ „ Procyon
17045 „ „ „ „ „ „ Sirius.

Bedenkt man die Schwierigkeiten dieser Messungen, so ist die Abweichung dieses letzten Resultates von dem von Zöllner früher

---

[1]) Compt. rend. **142**, 673, 1906 durch Naturw. Rundschau.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 4065.

gefundenen Werte nicht allzugroß. Nach der gewöhnlichen Skala der Sterngrößen und unter Zugrundelegung des Potsdamer Katalogs, ist der Polarstern von der Größe 2.15, Procyon 0.56 und für Sirius, der erheblich heller als ein Stern 1. Größe ist, müßte man die Größe von — 1.09 ansetzen. Indessen macht Prof. Ceraski darauf aufmerksam, daß es einigermaßen paradox klingt, die Helligkeiten der hellsten Sterne durch negative Größen zu bezeichnen, und dies vollends für die Sonne gilt, deren Helligkeit doch gewissermaßen das Positivste ist, was man sich vorstellen kann. Er schlägt daher vor, Sternhelligkeiten über 1. Größe als Supergrößen zu bezeichnen. Hiernach ist die Helligkeit der Sonne in Sterngröße zu 26.59 sup. mag. anzusetzen.

Die Fleckentätigkeit der Sonne im Jahre 1905 wurde von Prof. Wolfer (Zürich) in der altgewohnten Weise festgestellt.[1]) In der folgenden Tabelle sind die monatlichen Fleckenrelativzahlen, welche sich aus den Beobachtungen zu Zürich und aus sämtlichen übrigen Aufzeichnungen ergaben, zusammengestellt.

1905	Beob.-Tage	Fl. freie Tage	Relativzahl
Januar	31	1	54.8
Februar	28	0	85.8
März	31	0	56.5
April	30	0	39.3
Mai	31	1	48.0
Juni	30	0	49.0
Juli	31	1	73.0
August	31	0	58.8
September	30	0	55.0
Oktober	31	0	78.7
November	30	0	107.2
Dezember	31	0	55.5
Jahr	365	3	63.5

Das Jahresmittel ergibt als definitiven Wert für 1905 r = 63.5. Gegenüber dem letzten Jahre (r = 42.0) beträgt die Zunahme 21.5 Einheiten, somit wieder annähernd gleichviel wie von 1902 bis 1903 und von 1903 bis 1904. „Der aufsteigende Teil der gegenwärtigen elfjährigen Fleckenkurve verläuft also im jährlichen Durchschnitte schon seit 1902 mit fast konstantem Gradienten, und es ist von einer stärkern Zunahme, wie sie der Eintritt eines hohen Maximums verlangt hätte, auch in diesem Jahre nichts zu bemerken.

Dagegen schwanken die Monatsmittel bedeutend stärker als im Vorjahre; sie bewegen sich zwischen r = 39 und 107 und zeigen auch von einem Monate zum andern viel stärkere und unregelmäßigere Sprünge, die bekannte Tatsache bestätigend, daß mit der absoluten

[1]) Astron. Mitt. Nr. XCVII, Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich 1906

Stärke des Fleckenphänomens auch die Stärke seiner Veränderlichkeit zunimmt. Der Unterschied zwischen dem größten und kleinsten Monatsmittel betrug im vorigen Jahre 34, in diesem Jahre 68, also das Doppelte; immerhin reicht auch die Größe dieser Schwankung noch lange nicht an jene heran, die man beispielsweise bei den hohen Maxima von 1870, 1848 und 1837 findet.

Bemerkenswert ist ferner, daß, während das Jahr 1904 nur noch einen fleckenfreien Tag aufwies, in diesem Jahre deren drei notiert wurden. Von diesen ist jedoch Januar 6 nur durch eine einzige Beobachtung belegt, Januar 5 und 7 waren einige nicht unbedeutende Gruppen sichtbar, die vermutlich auch Januar 6 bestanden, und somit fällt dieser Tag wahrscheinlich nicht in Betracht. Dagegen wird Mai 24 von sieben Beobachtern übereinstimmend als fleckenfrei angegeben und Juli 28 ebenso von zehn Stationen (so auch in Zürich), während in Catania und Lyon einige kleine Fleckengruppen gesehen worden sind. Es wird dies nur deshalb angeführt, weil es für die geringe Stärke eines Maximums bezeichnend ist, wenn in seiner unmittelbaren Nähe überhaupt fleckenfreie Tage auftreten. Beim Maximum von 1894.1 war in den drei Jahren 1892 bis 1894 kein einziger solcher vorhanden, dagegen fanden sich beim Maximum von 1883.9 im Maximumjahre selbst deren drei, im vorangehenden Jahre zwei, im nachfolgenden keiner. Es liegt auch darin ein Anzeichen, daß der Charakter des gegenwärtigen Maximums etwa mit dem des Maximums von 1883, das ein sehr niederes war, übereinstimmen dürfte.

Soweit die Beobachtungen von 1906 bis jetzt vorliegen, deuten sie darauf hin, daß das Maximum vermutlich schon überschritten ist; es scheint aber angemessen, mit der Bestimmung seiner Epoche noch bis zum Schlusse von 1906 zu warten, um so mehr, als ihr wie bisher immer, nicht die beobachteten, sondern die ausgeglichenen Relativzahlen zugrunde gelegt werden, welche die beobachteten Zahlen wenigstens bis zur Mitte von 1906 erfordern und erst mit der Statistik für 1906 publiziert werden können.

Den Verlauf der Fleckenhäufigkeit im einzelnen während des Jahres und die Gruppierung der sekundären Maxima und Minima zeigt im Durchschnitte nur noch ein geringes Ansteigen der Kurve vom Anfange gegen das Ende des Jahres hin, namentlich wenn man die drei Erhebungen vom Januar bis März mit in Betracht zieht; der übrige Teil der Kurve vom März an würde andeuten, daß das Jahr 1905 in seiner ganzen Dauer noch zum aufsteigenden Teile der elfjährigen Kurve gehöre.

Der Annäherung an das Hauptmaximum entsprechend, ist der Verlauf der Kurve im einzelnen sehr viel unregelmäßiger als im Vorjahre; die Amplituden der sekundären Wellen sind bedeutend größer geworden, und die Übergänge von Maxima zu tiefen Minima und umgekehrt an manchen Stellen sehr schroffe, was übrigens

nicht bloß auf rasche Schwankungen der Tätigkeit als solcher, sondern auch auf starke Ungleichheiten ihrer Verteilung in der Richtung der Sonnenrotation hinweist.

Drei annähernd auf die gleiche Rotationsphase fallende Maxima treten im Januar, Februar und März auf, und zu ihnen ist auch dasjenige zu rechnen, das Anfang Dezember 1904 als erstes dieser zusammengehörigen Gruppe sich einstellte. Es folgt dann eine Periode relativer Ruhe während der Monate März bis Juli, nur im Mai durch ein isoliertes Maximum mittlerer Höhe unterbrochen. Mitte Juli steigt die Kurve rasch zu einem beträchtlich hohen Maximum an, das sich etwas schwächer nochmals in derselben Rotationsphase, in der ersten Hälfte des August, wiederholt und stark vermindert auch noch am Schlusse der Rotation 602 zu erkennen ist, nachher aber noch dreimal, am Schlusse der Rotationen 603, 604 und 605 verstärkt wiederkehrt. Gleichzeitig macht sich um Mitte Oktober in Rotation 604 noch ein weiteres, von den eben genannten scharf getrenntes Maximum von bedeutender Stärke, aber kurzer Dauer bemerkbar, dessen Wiederholung Mitte November in Rotation 605 zu der höchsten Erhebung dieses Jahres geführt hat."

Die Untersuchung zeigt ferner, „daß die drei Maxima im Januar, Februar und März durch eine Ansammlung von zum Teile sehr beträchtlichen Fleckengruppen während der Rotationen 594 bis 596 in den Längen 320 bis 200° und namentlich durch die nur wenig westlicher gelegene außerordentlich große Gruppe in ca. 5° Länge entstanden. Auf diesem Gebiete hat die Tätigkeit sich bis in den März hinein in wenig veränderter Stärke erhalten, und die zwischen den drei Maxima liegenden Minima sind nur die Folge der geringern Fleckenbildungen auf der gegenüberliegenden, zur Zeit jener Minima uns zugekehrten Halbkugel der Sonne. In Rotation 596 und 597 ist die Tätigkeit allgemein gesunken und hat erst in Rotation 598 wieder zu wachsen begonnen, wo in der Umgebung der Längen 210 und 90° neue stärkere Fleckenbildungen stattfanden und das auf Mitte Mai fallende mäßig hohe Maximum erzeugten; auf die gleiche Ursache ist das etwas geringere in Rotation 599 zurückzuführen, wo die Zahl der Fleckengruppen sich wieder vermindert hatte.

Mit Rotation 600 beginnt eine allgemeine Zunahme der Tätigkeit auf zwei annähernd diametral liegenden Gebieten der Sonnenoberfläche, denen von Juli bis Dezember rasch aufeinanderfolgende Maxima entsprechen. Das Tätigkeitsgebiet in den kleinen heliographischen Längen entwickelte sich früher und stärker, und es ist ihm das hohe Maximum am Schlusse von Rotation 600 zuzuschreiben; es blieb ununterbrochen stark tätig bis und mit Rotation 605, und es entsprechen ihm die Wiederholungen des Maximums am Schlusse von Rotation 601, dann, etwas vermindert, am Schlusse von Rotation 602 und ferner je von Rotation 603, 604 und 605. Dagegen hat das zweite Fleckengebiet, das während der Rotation 600 bis 603

sich erst in den Längen des vierten Quadranten, nachher von Rotation 604 bis 606 im dritten Quadranten entwickelte, die Maxima im Anfange der Rotationen 600 bis und mit 603, dann das wieder etwas höher in der Mitte der Rotation 604 und insbesondere das höchste des ganzen Jahres in der Mitte von Rotation 605 erzeugt. Die letzte Rotation 606 zeigt eine allgemeine Abnahme der Tätigkeit auf der ganzen Ausdehnung der Fleckenzonen."

Es ist von Prof. Wolfer schon oft auf die langdauernden Ansammlungen der Fleckenbildungen in der Umgebung bestimmter Meridiane hingewiesen worden, und das Jahr 1905 liefert neuerdings bemerkenswerte Bestätigungen dieser Tatsache. Eine solche Anhäufung hat insbesondere um den Meridian von 80° Länge herum stattgefunden, dessen Nachbarschaft von Anfang bis Ende des Jahres fast ohne Unterbrechung der Sitz fleckenbildender Tätigkeit gewesen ist, während zu beiden Seiten, in der Gegend der Meridiane von 40 und 160°, entweder nur schwach besetzte oder ganz leere Stellen auffallen, durch welche jene Ansammlung nach links und rechts hin vollkommen deutlich isoliert wird.

Etwas Ähnliches zeigt sich in der Nähe des Meridians von 0°, bzw. 360° Länge, dessen Umgebung namentlich durch eine Anzahl sehr großer Fleckengruppen in den Rotationen 594 und 595, dann wieder 600 und 601, sowie 605 auffällt. Zu ihnen gehören z. B. die enormen Gruppen, die von Januar 29 bis Februar 10 und von März 1 bis 13 sichtbar waren, ebenso die großen Gruppen von Juli 10 bis 23 und August 6 bis 19.

Eine dritte, jedoch weniger scharf ausgeprägte und nicht so beständige Anhäufung tritt zwischen den Meridianen von ca. 180 und 320° Länge hervor. Man bemerkt einen ersten, ziemlich dichten Komplex in den Rotationen 594 bis 596 zwischen 200 und 320° Länge, einen zweiten kleinern in Rotation 598 und 599 zwischen 190 und 240°, einen dritten in Rotation 600 bis 603, der sich von 260 bis 300° erstreckt, und endlich einen vierten in Rotation 604 bis 606, der zwischen 180 und 280° liegt und zahlreiche große Gruppen, so namentlich auch die sehr umfangreiche, die von Oktober 13 bis 26 sichtbar war, enthält.

Vergleicht man diese Ansammlungen mit denen des Jahres 1904, so ist eine gewisse Ähnlichkeit der Verteilung, auch hinsichtlich der heliographischen Lage, nämlich der mittlern heliographischen Längen der Hauptkomplexe, nicht zu verkennen, und man hätte somit einiges Recht, sie miteinander in Verbindung zu bringen, d. h. mit einiger Wahrscheinlichkeit auf den Fortbestand jener Konzentrationen während der Jahre 1904 und 1905 zu schließen. Indessen ist aus den „Publikationen" der Züricher Sternwarte bekannt, daß diese Verteilungsverhältnisse der solaren Tätigkeit sich aus den Fleckenbildungen allein noch keineswegs mit hinreichender Sicherheit feststellen lassen, weil diese, auch bei noch so großer

Vollständigkeit des Beobachtungsmateriales, ein immer noch lückenhaftes Bild der gesamten Tätigkeitsvorgänge liefern, und erst durch die Hinzunahme der Fackelgebiete bestimmtere Grundlagen zu gewinnen sind. Eine ausführlichere Untersuchung dieser Verhältnisse für die gegenwärtige Tätigkeitsperiode wird später folgen.

Ergebnisse aus Sonnenfleckenbeobachtungen 1905 teilt Th. Epstein mit.[1]) Unter den Beobachtungstagen waren drei fleckenfrei: Mai 24, Juli 27 und 28. Ob auch in den Unterbrechungen solche vorgekommen sind, muß von andern Beobachtern konstatiert werden, doch ist so viel gewiß, daß dergleichen nur noch in der Zeit von Januar 3 bis 6, Dezember 1 bis 9 und Dezember 19 bis 25 gewesen sein kann, da bei den andern Lücken seiner Beobachtungen stets die nämlichen Flecke vor- und nachher vorhanden waren.

Die Fleckentätigkeit der Sonne zeigte gegen das Vorjahr eine unregelmäßige Zunahme. Sie war stark im Februar und November, schwach in den Frühlingsmonaten, besonders im April. Der Februar war durch einen kolossalen, leicht mit bloßem Auge sichtbaren Flecke im 16° südl. Br. ausgezeichnet, der am Anfange des Monates auftrat und am Ende, wenn auch reduziert, wieder erschien. Der November machte sich weniger durch die Größe als durch die Zahl der Flecke bemerklich (bis elf Gruppen an einem Tage). Durch Ausgleichung der Maßzahlen erhält man ein langsames Anschwellen der Tätigkeit, das noch kein Maximum hervortreten läßt.

Von den 225 beobachteten Gruppen war die Hälfte (113) mit Höfen versehen. Von diesen war durch Größe ausgezeichnet und mit bloßen Augen sichtbar außer dem erwähnten Februarflecke ein nach der Mitte Juli in 13° nördl. Br. erschienener, der in der ersten Augusthälfte wenig vermindert wiederkehrte, ferner ein kolossaler Fleck, der in der zweiten Hälfte des Oktober in 16° nördl. Br. sich zeigte, von dem aber in der nächsten Rotation nur ein kleiner Rest übrig war.

Die Verteilung der Flecke nach heliographischer Länge ergibt die größte Entwicklung in zwei gegenüberstehenden Lagen, hervorgerufen durch die zwei vorher genannten großen Gebilde, den Februarfleck und den Oktoberfleck, von denen der erstere am Nullmeridian, der andere am 180. Meridian stand. Hierbei ist erwähnenswert, daß diese beiden ungewöhnlichen Objekte gleiche und entgegengesetzte Breite hatten ($\pm 16°$), also direkt diametral einander gegenüberlagen. (Nebenbei sei auch auf den Umstand hingewiesen, daß der Februarfleck an der Stelle des großen magnetischen Störenfrieds vom 31. Oktober 1903 stand, ohne aber wie dieser die magnetische Ruhe der Erde zu alterieren. Anderseits befand sich der Oktoberfleck in derselben Gegend, auf die Verf. schon in Nr. 3981 der

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 4080.

Astron. Nachr. als auf einen Fleckenherd in 1903 und 1904 aufmerksam gemacht hat.)

Nach der heliographischen Breite geordnet, entfielen auch 1905 wie im vorhergehenden Jahre mehr Flecke auf die nördliche als auf die südliche Halbkugel und erstreckten sich auf beiden bis zum 30. Grade. Von der Gesamtzahl der Gruppen kamen 126 auf die nördliche und 99 auf die südliche Hälfte, also ein Verhältnis von 5 : 4. Bedeutender war der Unterschied in Rücksicht der Größe; denn hier ergibt sich das Verhältnis 6 : 4.

Die Hauptmasse lag wieder wie im vorhergehenden Jahre, nördlich zwischen 5 und 15°, südlich zwischen 10 und 20° Breite, der Schwerpunkt der Entwicklung war aber beiderseits dem Äquator näher gerückt. Auch war die Äquatorzone von 0° bis 5° nördlich viel mehr mit Flecken besetzt als im Vorjahre; denn während damals in diesem Bereiche nur am 21. Dezember eine kleine Gruppe von zwei vereinzelten Kernen zum Vorscheine kam, stellten sich diesmal fünf Gruppen ein, davon zwei sogar mit Höfen, die an 21 Tagen in der Zeit zwischen dem 24. Juni und 11. Dezember bestanden.

Über Sonnenfleckenperioden hat Prof. A. Schuster[1]) Untersuchungen angestellt. Als Unterlage dienten die Sonnenfleckenzahlen von Wolf und Wolfer, die bis zum Jahre 1749 zurückreichen. Außerdem hat er noch, wo nur möglich, die Zahlen verwendet, die das „Solar Physics Committee“ und das „British Board of Education“ vom Jahre 1832 an für die Fleckenarea bei einer synodischen Umdrehung ergibt. Auch die vom Greenwichobservatorium photographisch ausgemessenen Fleckengebiete für jeden Tag des Jahres bis zum 1. Januar 1883 zurück wurden tunlichst berücksichtigt.

Einerseits wurden sämtliche Beobachtungen zu einer Reihe von 150 Jahren zusammengefaßt, anderseits wurde die Reihe in zwei gleiche Teile geteilt, von denen jeder einzeln der Untersuchung unterzogen wurde.

„Beim ersten Anblicke,“ sagt Schuster, „wirkt die Betrachtung der zwei 75jährigen Reihen verwirrend. Während die Beobachtungen, die mit 1826 beginnen, eine nahezu gleichförmige Periode von 11.125 Jahren aufweisen, scheint dieselbe in den Jahren 1749 bis 1826 beinahe gänzlich zu fehlen. An ihre Stelle treten während dieses Zeitraumes zwei Periodengruppen, eine von 9.25 Jahren, die andere von etwa 13.75 Jahren. Letztere Periode ist mehr dadurch charakterisiert, was man in der Spektroskopie mit „Band“ bezeichnet, indem sie sich zwischen 13.25 bis 14.25 Jahren bewegt, doch mag auch mancher Mangel in dem Beobachtungsmateriale an diesem Umstande schuld sein. Einige Zeit neigte ich der Ansicht zu, daß die

---

[1]) Nature **73**. — Meteorol. Zeitschr. 1906. p. 310. — Sirius **1906**. p. 220.

von uns beobachteten Periodizitäten kurzlebig sind und von einer Anzahl anderer abgelöst werden, die dann auch bald wieder verschwinden. Eine genauere Untersuchung überzeugte mich jedoch davon, daß die Periodizitäten in Beziehung auf die Zeit, die von einem Maximum zum andern verfließt, äußerst regelmäßig verlaufen — nahezu mit astronomischer Bestimmtheit. Den Schlüssel zu diesem Probleme glaube ich in folgendem gefunden zu haben: Eine Anzahl Perioden greifen übereinander, welche der Dauer nach sehr regelmäßig sind, der Intensität nach aber stark variieren; so kommt es, daß die eine oder andere Periode eine Anzahl von Jahren hindurch nicht zum Ausdrucke kommt. Die wirkliche Existenz der Periode ist aber dadurch erwiesen, daß, wann immer sie nach einer gewissen Zeit wiedererscheint, sie in ihrer Phase eine Fortsetzung der frühern Periode bildet.

Eine Periode von 4.78 Jahren zieht sich durch die ganze Beobachtungsreihe. Die Amplitude derselben beträgt $^1/_6$ der elfjährigen und ist zu groß, um diese Periode als zufällig erscheinen zu lassen. Sie erscheint sowohl in den Wolfschen Zahlen, die von 1749 bis 1826 reichen, als in den Reihen von 1826 bis 1900, ja auch in den durch Ausmessung der Fleckenflächen gewonnenen Zahlenreihen. Die Phasen dieser Periode wurden aus den genannten Serien errechnet und zeigen eine gute Übereinstimmung. Während ich übrigens noch gar nicht an die Beständigkeit der elfjährigen Periode glaubte, zweifelte ich nie daran, daß die 4.8 jährige Periode während der ganzen 150 Jahre als festgestellt zu betrachten sei. Für die Periodendauer erhält man als genauen Mittelwert 4.81 Jahre, doch zweifle ich nicht, daß dieser Wert etwas reduziert würde, wenn man den neuern und vollständigern Beobachtungen ein größeres Gewicht erteilen würde. Die Hauptperiode, welche der Sonnenfleckenforschung im letzten Jahrhunderte den Stempel aufdrückte, habe ich zu 11.125 Jahren gefunden. Das stimmt gut mit der Wolfschen Zahl 11.124 und der Newcombschen 11.13 überein.

Rechnet man jedoch mit den bis 1832 zurückreichenden genauen Flächenausmessungen der Flecken, so kommt man zur völligen Elimination der Hauptperiode und findet ganz ausgesprochene Maxima innerhalb der Jahre 1836, 1845, 1853, 1862 und 1870; die Intervalle alternieren also zwischen neun und acht Jahren, was ein Mittel von etwa 8.5 Jahren ergibt. Das Periodogramm, welches auf den Wolfschen Zahlen für die ganze Reihe von 1749 bis 1900 basiert ist, zeigt ein ausgesprochenes Intensitätsmaximum für die Periode von 8.25 Jahren. Indem wir ohne Rücksicht auf die Beobachtungen seit 1826 und nur mit Benutzung der Wolfschen Serie die in Frage stehende Periode berechnen, können wir dann für das folgende Intervall die Eintrittszeiten der Maxima voraussagen: Wir erhalten dann folgende Zeiten: 1836.3, 1844.7, 1852.9, 1861.2, 1869.4; dies ist wohl eine genügende Übereinstimmung mit den obigen Zahlen.

Die kleine Divergenz der Phasen könnte durch die Annahme einer Periodendauer von 8.32 Jahren korrigiert werden.

Eine Periodizität von 13.5 Jahren zeigt im Periodogramm der ganzen Reihe ein Maximum der Intensität. In Verbindung mit dem Folgenden scheint dies eine sehr merkwürdige Tatsache zu sein. In den Wolfschen Zahlen findet man drei Fälle, in denen zwischen dem Eintreten der Maxima 13 bis 14 Jahre liegen: 1626.0 bis 1639.5, 1816.4 bis 1829.9, 1870.6 bis 1883.9. Auch das Intervall 1639.5 bis 1816.4 besteht aus 13mal 13.61 Jahren und das Intervall, zwischen 1829.9 bis 1870.6 aus dreimal 13.57 Jahren. So also passen die Maxima in eine Periode von 13.6 Jahren hinein, welche auch mit wechselnder Intensität sich durch die ganze Reihe hindurchzieht. Ich möchte auf solche vielleicht nur numerische Zufälligkeiten kein zu großes Gewicht legen und kehre zu den drei Perioden zurück, welche mit einiger Genauigkeit festgestellt sind. Nachdem nämlich die Periodenzeiten voneinander unabhängig bestimmt worden waren, stellte sich eine merkwürdige Zahlenbeziehung heraus; die reziproken Werte der Periodendauer ergeben nämlich:

$$\frac{1}{11.125} = 0.089\,89$$

$$\frac{1}{8.32} = 0.120\,19$$

addiert finden wir:

$$\frac{1}{4.76} = 0.210\,08$$

Die Summe der reziproken Werte dieser beiden Perioden stimmt also vollkommen mit der Frequenz der dritten Periode überein. Es läßt sich aber auch zeigen, daß die ersten zwei Zahlen nahezu in dem Verhältnis von 3 : 4 stehen, so daß wir also die drei Perioden als Subperioden einer Periode von 33.375 Jahren bezeichnen können, denn:

$$\frac{1}{3} \cdot 33.375 = 11.125$$

$$\frac{1}{4} \cdot 33.375 = 8.344$$

$$\frac{1}{7} \cdot 33.375 = 4.765.$$

Wie weit diese Beziehung genau oder ungenau ist, kann man momentan nicht sagen; doch scheint es mir notwendig, darauf hinzuweisen, daß diese drei doch mit einem hohen Grade von Sicherheit gefundenen Perioden vielleicht in einem einfachen Verhältnis zueinander stehen.

Wenn wir nun noch eine Periode im doppelten Betrage der frühern annehmen würden, so könnten wir leicht noch zu der vierten Periode gelangen, denn $\frac{1}{5} \cdot 66.75$ würde 13.34 Jahre in halbwegiger Übereinstimmung mit der früher erwähnten Periode von 13.57 Jahren ergeben. Die Differenz ist jedoch größer, als sie sein sollte, und so will ich mich über diesen Gegenstand nicht weiter verbreiten."

Periodische Veränderung der Sonnenstrahlung gemäß den Beobachtungen der Sonnenfackeln.[1]) Seit 1894 werden in Catania so oft als möglich Beobachtungen der Sonnenfackeln gemacht. Dieselben zeigen denselben Gang der Intensität wie die Sonnenflecken, ein Maximum 1895, ein Minimum 1901, das nächste Maximum 1905. Auch die Häufigkeit der Fackeln ließ einen ähnlichen Gang erkennen. Die Intensität derselben wurde geschätzt und hiernach die Fackeln bezeichnet als sehr stark, stark, gewöhnlich, schwach oder sehr schwach.

Nimmt man die ersten drei und die letzten zwei Intensitäten zusammen, bezeichnet diese Gruppen mit I und II, so ergeben sich folgende Häufigkeitszahlen (auf Tausend) für die einzelnen Jahre:

Intensität	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905
I . . .	764	679	575	545	424	345	308	231	394	561	632	723
II . . .	236	322	426	454	575	655	691	769	605	439	367	278

Bezeichnet man die Intensitäten „sehr schwach" mit 1, „schwach" mit 2, „gewöhnlich" mit 3 usw., so erhält man die folgenden relativen Intensitätswerte J der beobachteten Fackeln:

	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905
J .	2.83	2.77	2.60	2.52	2.29	2.17	2.15	1.88	2.21	2.63	2.75	2.97
ΣJ	29.80	30.52	27.90	23.11	16.42	13.92	6.02	4.62	5.70	11.55	17.74	19.63

Aus den Zahlen J stellt sich der mit den Sonnenflecken parallele Gang der Intensität der Sonnenfackeln heraus. Die Leuchtkraft der Sonne wird natürlich von der Intensität der Fackeln beeinflußt.

Um nun einen wenigstens relativen Wert der Leuchtkraft der Fackeln während der verschiedenen Jahre zu erhalten, hat Mascari die in der ersten Zeile obiger Tabelle stehenden Intensitäten mit der Häufigkeit der Fackeln während der Jahre multipliziert und auf diese Weise die Zahlen ΣJ in der zweiten Zeile der vorstehenden Tabelle gefunden. Sie geben einen Begriff von den Schwankungen der Strahlung, welche die Sonnenfackeln im Laufe dieser Jahre aussandten.

Wie sich zeigt, sind die Schwankungen sehr groß und gehen mit jenen der Sonnenflecken parallel; es unterliegt somit auch das

[1]) Mem. d. Società d. Spettroscopisti Ital. 1906. **35.** 5a.

gesamte Sonnenlicht einer periodischen Variation, und zwar derart, daß dessen Maxima zur Zeit der Sonnenfleckenmaxima, die Minima zur Zeit der Minima der Flecken fallen, ein Resultat, das der ursprünglichen Erwartung Mascaris zuwiderläuft.

Das Spektrum der Sonnenflecke. Dasselbe besteht im wesentlichen aus einem nahezu kontinuierlichen Spektrum und einer darüber gelagerten Anzahl von Fraunhoferschen Linien. Das Absorptionsspektrum erscheint zuweilen aufgelöst in eine zahlreiche Menge feiner, eng zusammenstehender Linien; am meisten sieht man dieses in dem Teile des Spektrums von der Linie b bis zur Linie der Wellenlänge λ 5100. Prof. Young hat dies zuerst 1883 beobachtet, und später ist die Erscheinung von Dunér und andern gesehen worden. Das Spektrum ist ebenfalls von Prof. Young und Walter M. Mitchell in der Region zwischen den Wellenlängen λ 6380 und λ 6400 in feine Linien zerlegt worden. In dem großen Sonnenflecke vom 3. Februar 1905 sah Mitchell das ganze Spektrum desselben von der Linie C bis fast zur Linie F auf solche Weise aufgelöst, und bei der Rückkehr des Fleckes zeigte sich die Spektralregion von λ 6770 bis zur Linie B ebenso. Mitchell hat nun in der Zeit vom März 1904 bis zu demselben Monate des Jahres 1905 genaue Untersuchungen der Region des Fleckenspektrums zwischen den Linien F und a ausgeführt, um ein möglichst vollständiges Verzeichnis der daselbst sichtbaren Linien zu erhalten und damit die Grundlage zu einer Diskussion der verschiedenen Sonnentheorien. Er bediente sich bei seiner Untersuchung des 23-zolligen Refraktors des Halstedobservatoriums zu Princeton und eines großen Gitterspektroskops und verglich die im Fleckenspektrum affizierten Linien unmittelbar mit den Linien in Rowlands photographischem Atlas des Sonnenspektrums; für einige Linien nahe bei B wurde Thollons Spektralatlas zugezogen. Die genaue Untersuchung ergab eine Anzahl von 680 Linien, die im Spektrum der Sonnenflecke verändert oder überhaupt beeinflußt erschienen, nämlich:

210 Eisenlinien, von denen 49 gelegentlich umgekehrt erschienen.
121 Titaniumlinien, darunter 70 gelegentlich umgekehrt.
79 Chromlinien, wovon 16 umgekehrt wurden.
47 Nickellinien mit 12 gelegentlichen Umkehrungen.
43 Vanadiumlinien mit 19 gelegentlichen Umkehrungen.
24 Kalziumlinien mit 4 zeitweisen Umkehrungen.
20 Magnesiumlinien mit 9 zeitweisen Umkehrungen.

11 Kobaltlinien, 6 Natriumlinien, 5 Siliziumlinien, 5 Linien des Yttriums, 4 Lanthanlinien, 3 Magnesiumlinien, 2 Wasserstofflinien, 2 Kupferlinien und je eine des Heliums und Skandiums. Von Linien, welche mit keinem Elemente identifiziert werden konnten, waren 136 im Fleckenspektrum verändert. Die Veränderungen der Linien im

Fleckenspektrum zeigen sich als Verbreiterungen, Umkehrungen, Flügelbildungen (feine, breite Ausdehnungen rechts und links der Linien), Verdunklungen und Verfeinerungen. Von ihnen kommen zwischen den Wellenlängen λ 5700 und 6600 am meisten die Umkehrungen und Verbreiterungen der Linien vor, bisweilen erscheint die verbreiterte Linie in zwei gespalten, und dazwischen ist das Spektrum hell. Unterhalb λ 6600 war die Beobachtung wegen der Schwäche des Sonnenspektrums unmöglich; dort kommen auch nur wenig veränderte Linien vor. Von λ 5700 bis zu den b-Linien sind die verbreiterten Linien zahlreich, während die Umkehrungen selten und oft kaum sichtbar sind; „geflügelte“ Linien sind hier zahlreich. Oberhalb λ 5000 sind die veränderten Linien meist verdunkelt, und bei F wird das Fleckenspektrum so schwarz, daß Einzelheiten nicht mehr wahrgenommen werden können.

Werden die veränderten Linien der Sonnenflecken mit den Linien der Sonnenchromosphäre verglichen, so findet sich, daß die Linien, welche in der Chromosphäre häufig vorkommen, in den Flecken wenig verändert sind (mit zwei Ausnahmen); daß die Linien der höhern Chromosphäreschichten in den Flecken nicht verändert sind, und daß die in den Flecken meist veränderten Linien entweder in der Chromosphäre gänzlich fehlen oder sehr selten sind. Diese Ergebnisse sprechen für die Ansicht, daß die Flecken wenigstens unterhalb der Chromosphäre liegen.

Die Frage, warum einige Linien eines bestimmten Elementes verändert werden, andere aber nicht, läßt sich unter der Annahme von Jewell beantworten, daß viele Linien des Sonnenspektrums in verschiedenen Niveaus entstehen. Daß die am meisten veränderten Linien durch Dämpfe in einem tiefen Niveau veranlaßt werden, wird dadurch wahrscheinlich, daß sie keine Chromosphärenlinien sind; zweifellos ist, daß die Flecken in dem Niveau liegen, in welchem die Linien, die am meisten verändert sind, entstehen.

Die in der tiefern Photosphäre und folglich unter größerm Drucke und bei höherer Temperatur liegenden Dämpfe würden, wenn der helle Hintergrund des Photosphäre fehlte, ein Emissionsspektrum geben; dieses würde in Gemeinschaft mit der kühlern und weniger dichten Schicht darüber eine dunkle Linie mit einem hellen Zentrum erzeugen, also eine umgekehrte Linie. Es ist Tatsache, daß die umgekehrten Linien gewöhnlich schwächere Fraunhofersche Linien sind. Hierbei sind aber die Linien H, K, F und C auszuschließen, weil sie von Protuberanzen und nicht von den tiefern Gasen der Flecken herrühren. Daß die am stärksten umgekehrten Linien die schwachen sind, erklärt sich dadurch, daß die Dämpfe, welche diese Linien erzeugen, mit den Photosphärenwolken innig gemischt sind und sich nicht hoch über sie erheben.

Die Okularbeobachtungen der Sonnenflecke deuten darauf hin, daß der Fleck eine Vertiefung oder Durchbohrung der Photosphäre

ist. Ob er eine Depression ist, wie aus der scheinbaren Verbreiterung der Höfe beim Annähern an den Sonnenrand folgt, ist nicht sicher festzustellen. Ebensowenig ist sicher, ob der Fleck durch Aufsteigen oder Niedersinken veranlaßt wird, da Linienverschiebungen in den Flecken sehr selten sind. Mitchell erwähnt indessen einen Fall, wo alle Linien nach Blau verschoben erschienen, wodurch also ein Aufsteigen angezeigt wäre.

Durch die Radiometerbeobachtungen von Langley, Frost und Wilson wissen wir, daß die Strahlung der Photosphäre, wenn man sich dem Sonnenrande nähert, abnimmt, während die des Fleckes sich nur wenig ändert. Entweder liegen also die Flecke hoch über der Photosphäre, und die Absorption ist unbedeutender, oder die Strahlen der Flecke sind anderer Natur als die der Photosphäre, und die Absorption der Sonnenhüllen ist bei beiden verschieden. Gegen die erste Deutung spricht der Umstand, daß das Spektroskop auf ein tiefes Niveau der Flecken unter der Chromosphäre hinweist. Die zweite Hypothese ist von Young aufgestellt worden und stützt sich darauf, daß die Photosphäre reich an kurzwelligen Strahlen ist, die in den Flecken fehlen, und daß nach Vogel das violette Licht der Photosphäre beim Annähern an den Rand stärker geschwächt wird als das rote. Die Sonnenatmosphäre absorbiert also beträchtlich die kurzwelligen Strahlen der Photosphäre, während die an kurzen Wellen arme Gesamtstrahlung der Flecken weniger geschwächt wird.

Mitchell neigt der Ansicht zu, daß die Sonnenflecke wahrscheinlich veranlaßt werden durch die heißen Dämpfe des Innern, welche langsam durch die Wolken der Photosphäre dringen und sie verdampfen. Die Dämpfe von unten, die zuerst heiß sind, müssen kühler werden durch ihre Ausdehnung und die Exposition und schließlich eine Neubildung der Photosphärenwolken herbeiführen in Form von Schleiern und Brücken, welche gewöhnlich Vorläufer des Vergehens der Flecken sind. Daß die Flecke Gebiete von relativ hoher Temperatur sind, ist von Wilson vermutet worden und wird durch die umgekehrten Linien bestätigt. Ferner müßte, wenn die Flecke eine kühlere Region wären, Kondensation stattfinden, welche den Charakter des Fleckes zu zerstören strebt.

Zusätzlich bemerkt Mitchell für diejenigen, welche sich mit den spektroskopischen Beobachtungen der Sonnenflecke beschäftigen, daß die genaue Verfolgung der Entwicklung eines und desselben Fleckes der Beobachtung an mehrern Flecken vorzuziehen sei.

Zweifarbige Protuberanzen hat J. Esquirol während der totalen Sonnenfinsternis am 30. August 1905 in Alcala de Chisvert (Spanien) mit einem 60 fach vergrößernden Fernrohr beobachtet. Am Ostrande der Sonne befanden sich fünf schöne Protuberanzen, von denen jede aus zwei Teilen zu bestehen schien; der eine nach Süden gerichtete zeigte die normale rosa Färbung, der andere nach Norden

sah faserig aus und war weiß, aber von etwas schmutziger Färbung. Der südliche Teil war entschieden bedeutender und bedeckte mit einem dünnen Faden die obern Abschnitte des zweiten; die rosa Färbung war am Südrande stärker und wurde nach der Mitte hin schwächer, aber der Kontrast mit der weißen Zone war ein plötzlicher und derartig ausgesprochen, daß es unmöglich schien, den weißen Teil als eine Abschwächung der andern Färbung aufzufassen.[1])

Das Aussehen der Korona während der totalen Sonnenfinsternis am 17. Mai 1901. Nach den Aufnahmen der Expedition, welche das Navalobservatorium zur Beobachtung dieser Finsternis auf die Insel Sumatra entsandte und über welche jetzt ein ausführlicher Bericht erschienen ist,[2]) hat H. R. Morgan ein Gesamtbild der Korona zeichnerisch verarbeitet, welches überaus charakteristisch ist und eine Menge Details enthält. Von den Eigentümlichkeiten, welche die Korona bei jener Finsternis zeigte, sind folgende besonders hervorzuheben: Die große Ausdehnung der südlichen Polarstrahlen und ihre gegen Osten verschobene exzentrische Lage in bezug auf den Rotationspol der Sonne. Dann auf der östlichen Seite die seltsamen bogenförmigen Gestaltungen und unregelmäßigen Strahlungen, die an dieser Seite eine besonders lebhafte Tätigkeit der Sonne anzeigen. Auf der Westseite zeigt dagegen die Korona zwar auch zahlreiche Strahlen und Streifen, aber dieselben sind durchweg gerade und von einfacher Gestalt. An dieser Seite hat die Korona im allgemeinen das Aussehen, welches für sie typisch ist zu den Zeiten der Sonnenfleckminima. Die seltsame Strahlung der innern Korona nahe dem östlichen Punkte des Sonnenrandes ist auch auf den zu Dehra-Dun in Ostindien aufgenommenen Photographien der Finsternis deutlich sichtbar, und Perrine hat schon darauf aufmerksam gemacht. Derselbe fand auch, daß an jener Stelle am 19. Mai 1901 eine Sonnenfleckgruppe über den Sonnenrand heraufkam, der nach Perrines Rechnung dem Orte der Strahlungen entsprach, so daß diese letztere Erscheinung in der Korona unmittelbar über jener Fleckengruppe stattfand. Die Strahlungen und Lichtausbrüche in der innern Korona stehen also zweifellos mit Vorgängen auf der Sonne in unmittelbarem Zusammenhange, und solches gilt wohl auch für die Strahlen nahe den Polen der Sonne. Betrachtet man dagegen die langen, wenig gewellten Strähne und Strahlenbüschel der äußern Korona, wie sie die Abbildung zeigt, so möchte man wenig geneigt sein, für sie einen unmittelbaren Zusammenhang mit der Sonne anzunehmen, da sie in ihrer Erstreckung zur Oberfläche der Sonne keine bestimmte Beziehung verraten.

---

[1]) Compt. rend. **142.** 757, 1906.

[2]) Publ. of the U. S. Naval Observatory, 2. Series. **4.** Appendix I, Washington 1905.

Die totale Sonnenfinsternis am 30. August 1905 ist auf dem Observatorio del Ebro, welches die Jesuiten in der Nähe von Tortosa seit einigen Jahren errichtet haben, mit großem Erfolge beobachtet worden.[1]) Die Position des Observatoriums ist: Länge (östl. v. Greenwich) $0^h\ 1^m\ 58.5^s$, Breite $+40°\ 49'\ 14''$, Seehöhe 51 *m*. Die Beobachtungen erstreckten sich auf Bestimmung der Kontakte am Sonnen- und Mondrand durch Okularbeobachtungen und photographische Registrierung, Spektroskopie und Polarisation (durch Wolken behindert), photographische Aufnahmen der Korona, Zeichnungen der Korona, photometrische, elektrische, magnetische und meteorologische Beobachtungen, sowie Beobachtungen über das Verhalten von Tieren und Pflanzen. Eine höchst vorzügliche farbige Zeichnung der Korona wurde von P. Josef M. Valles, einem sehr begabten Amateurmaler, und Frater Coronas, einem hervorragenden Maler, geliefert. Ersterer wandte seine Aufmerksamkeit der innern Korona und den Protuberanzen zu, der andere vorwiegend der äußern. Das Ergebnis ihrer Arbeit ist bewunderungswürdig, denn ihre Zeichnung enthält eine Menge Einzelheiten, die sich nachträglich auf den photographischen Darstellungen verifizieren ließen. Sogleich nach Ende der Finsternis vervollständigten sie ihre Zeichnungen, und da sie erfahrene Maler sind, so darf man die Farbenwiedergabe als getreu betrachten. Tafel I gibt eine Reproduktion ihrer Abbildung der Korona.

Die Lichtabnahme während der totalen Sonnenfinsternis des 30. August 1905 ist von Th. Wulf und J. D. Lucas zu Tortosa (Spanien) mittels Selenzellen untersucht worden.[2]) Es fand sich, daß vom ersten äußern Kontakt an die Leitfähigkeit des Selens abnahm bis zur Totalität; mit Eintritt derselben hörte die Abnahme auf und blieb während ihrer Dauer konstant, um dann nach dem dritten Kontakt wieder langsam anzusteigen. Die Sonne war während der Finsternis wiederholt von Wolken bedeckt, aber die Selenzelle hat weit besser als das Auge die Abnahme der Helligkeit während der ganzen Dauer der Finsternis gezeigt. Die später ausgeführte Umsetzung der Leitfähigkeiten der Selenzelle in Lichteinheiten ergab indessen viel zu kleine Werte für die Helligkeit des Sonnenlichtes, was sich aus der Unwirksamkeit der kurzwelligen Strahlen auf das Selen erklärt. Unter der Annahme, daß die Strahlung während der Totalität dieselben Wellenlängen hat wie die Dämmerung, ergibt sich die Helligkeit als gleich mit derjenigen $^1/_2$ bis $^3/_4$ Stunde vor Sonnenaufgang.

---

1) Mémoires de l'observatoire de l'Ebro, sis a Roquetas dépendant de Collège d'Études supérieures de la Compie de Jésus de Tortosa Nr. 1. Barcelona 1906.

2) Physikalische Zeitschr. **6**. p. 838.

Das Zodiakallicht.

Beobachtungen des Zodiakallichtes in verschiedenen Breiten hat Dr. J. Möller (Elsfleth) angestellt,[1]) während der Zeit von Juli 1903 bis März 1904. In den Tropen konnte er das Licht fast immer über den ganzen Himmel verfolgen. Hier zeigte es sich als ein aus drei verschiedenen Teilen zusammengesetztes Phänomen. Der auffallendste Teil war immer der bekannte Lichtkegel, der auch in höhern Breiten nach Sonnenuntergang im Westen und vor Sonnenaufgang im Osten als wesentlicher Teil des Zodiakallichtes erscheint. An ihn schloß sich ein schmaler Streif an, der den ganzen Himmel überzog und auf der dem eben erwähnten Lichtkegel gegenüberliegenden Seite in den Gegenschein überging. Der Gegenschein zeigte sich immer als breiter Kegel mit sehr verwaschenen Rändern.

Seine Versuche, für die Helligkeit des Lichtes vergleichbare Zahlenwerte hinzuschreiben, blieben ganz erfolglos, da es ihm unmöglich war, das Zodiakallicht mit der Milchstraße oder andern Lichtquellen zu vergleichen. Das körnige Licht der Milchstraße ist von so völlig anderer Art als das milchige des Zodiakallichtes, daß man beide ebenso wenig aufeinander beziehen kann, wie z. B. zwei Lichter von verschiedener Farbe. Er glaubt, daß man die Helligkeit des Zodiakallichtes nur mit Hilfe von Photometern, welche Flächenhelligkeiten zu messen gestatten, wird bestimmen können. Daher hat er auf Helligkeitsschätzungen ganz verzichtet und sich darauf beschränkt, hin und wieder zu notieren, mit welchen Sternen oder welchen Teilen der Milchstraße das Zodiakallicht nach beendeter Abenddämmerung gleichzeitig am Himmel auftauchte. Sehr merkwürdig erscheint ihm die Tatsache, daß in der sehr durchsichtigen Luft der Tropen, wo die Milchstraße in prachtvollem Glanze leuchtete, und sein Auge schwierige enge Doppelsterne, wie ε_1 und ε_2 Tauri oder ε und 5 Lyrae, ohne jede Mühe zu trennen vermochte, das Zodiakallicht selten eine glanzvolle Erscheinung war. Ob die Fülle des von der Milchstraße und den übrigen Sternen ausgehenden Lichtes das Zodiakallicht erdrückte, will er nicht entscheiden.

Um die Lage des Zodiakallichtes zu bestimmen, zeichnete er es jedesmal so, wie es ihm erschien, in einen Atlas ein, und zwar von dem Hauptkegel sowohl die äußern Grenzen wie die Linie der maximalen Helligkeit, vom Gegenscheine meist nur die äußern Grenzen und von dem beide verbindenden Bande die Linie der größten Helligkeit, die sich hier mit ziemlich großer Schärfe bestimmen ließ.

---

[1]) Astron. Nachr. 4062.

Planeten.

Planetenentdeckungen im Jahre 1905. Nach der Zusammenstellung von Paul Lehmann[1]) sind folgende kleine Planeten seit dem letzten Bericht als neu entdeckt eingereiht worden:

Bezeichnung		Entdeckung					
554	Peraga	1905 Jan.	8	von	P. Götz	
555	PT	„	14	„	M. Wolf	
556	PW	„	8	„	P. Götz	
557	PY	„	26	„	M. Wolf	
558	QB	Febr.	9	„	„	
559	QD	März	8	„	„	
560	QF	„	13	„	„	
561	QG	„	26	„	„	Königstuhl
562	QH	April	3	„	„	
563	QK	„	6	„	P. Götz	
564	QM	Mai	9	„	„	
565	Marbachia	„	9	„	M. Wolf	
566	Stereoskopia	„	28	„	P. Götz	
567	QP	„	28	„	„	
568	Cheruskia	Juli	26	„	„	
569	Misa	„	27	„	J. Palisa	Wien

Die Hauptelemente der für diese Planeten berechneten Bahnen sind:

	☊		i		φ		a	Berechner
(554)	295°	43.9′	2°	56.4′	8°	56.2′	2.37	Berberich
(555)	130	53.5	2	38.8	8	50.7	3.18	„
(556)	285	50.7	5	14.3	5	46.7	2.47	„
(557)	293	21.0	2	31.1	5	36.0	2.45	„
(558)	144	15.7	8	21.0	2	14.0	2.91	„
(559)	112	23.3	9	18.2	3	45.0	2.71	„
(560)	103	41.2	8	13.7	7	5.3	2.75	„
(561)	160	30.1	1	30.9	8	42.5	3.18	„
(562)	71	37.3	11	8.5	5	25.2	3.02	„
(563)	84	51.6	10	20.8	13	56.8	2.72	„
(564)	71	13.1	18	14.4	15	50.3	2.75	„
(565)	225	49.8	10	54.0	7	18.7	2.44	„
(566)	81	28.2	5	1.5	6	55.3	3.35	„
(567)	59	6.3	8	59.1	4	55.5	3.13	„
(568)	250	7.4	18	21.1	9	40.2	2.88	„
(569)	303	2.5	1	17.1	10	12.3	2.65	„

Diese Elemente bieten wenig Bemerkenswertes. Eine größere Annäherung an Jupiter können erreichen die Planeten:

(555)	mit $\Delta_0 =$	1.52	J = 3.8°
(561)	„	1.75	2.4
(564)	„	1.88	19.4
(566)	„	1.89	6.3

[1]) Vierteljahrsschr. d. Astron. Ges. 1906. p. 68.

wo Δ_0 die kleinste Entfernung vom Jupiter bedeutet, in welche der Planet in seinem Aphel gelangen kann, und J die Neigung der Bahnebene des Planeten gegen diejenige des Jupiter.

Hohe Deklinationen in der Oppositionszeit kann erreichen der Planet

(564) mit $\delta = +39.1°$ zur Oppositionszeit Jan. 21
-46.8 „ „ Juli 24

Annähernde Ähnlichkeiten der Hauptbahnelemente zeigen sich bei den Planeten:

(555)	☊ = 130.9°	i = 2.6°	φ = 8.8°	a = 3.18
(44)	131.4	3.7	8.8	2.42
(557)	☊ = 293.3	i = 2.5	φ = 5.6	a = 2.45
(142)	292.0	2.2	7.7	2.42
(562)	☊ = 71.6	i = 11.1	φ = 5.4	a = 3.02
(423)	70.3	11.3	2.0	3.07
(563)	☊ = 84.9	i = 10.3	φ = 13.9	a = 2.72
(237)	84.7	9.8	4.0	2.76

Mit Namen versehen sind nachträglich die in frühern Berichten noch nicht benannten Planeten:

(406) Erna
(485) Genua
(486) Cremona
(489) Comacina
(494) Virtus
(496) Gryphia
(504) Cora
(505) Cava
(511) Davida
(512) Taurinensis
(520) Franziska
(522) Helga
(542) Susanna
(544) Jetta

Von den 28 Planeten (517), (520)—(545) und (550), welche seit dem letzten Bericht zum ersten Male seit der Entdeckung wieder in Opposition getreten sind, wurden nur die Planeten (517), (520), (521), (532), (537), (539), (542), (543), (544) und (550) in der zweiten Erscheinung beobachtet.

Von ältern, bisher nur in einer Opposition beobachteten und seitdem vergeblich gesuchten Planeten wurden wiedergefunden:

(157) in der 23. Erscheinung
(355) „ „ 10. „

Von dem Planeten (554) sind nachträglich noch Beobachtungen, welche mehrere Jahre vor der angegebenen Entdeckungsepoche liegen, als diesem zugehörig erkannt worden.

Die Zahl der bisher nur in einer Erscheinung beobachteten Planeten, mit Einschluß der bis zum Ende des Jahres 1905 entdeckten, beträgt nunmehr 98.

Die Verteilung der Perihellängen und Exzentrizitäten der kleinen Planeten. Im Anschlusse an frühere Untersuchungen von Prof. Newcomb hat A. v. Brünn diesen Gegenstand einer neuen Bear-

beitung unterzogen.[1]) In der Einleitung sagt er: „Die erste Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der Elemente der kleinen Planeten, die sich, je mehr solche Himmelskörper entdeckt wurden, um so deutlicher aus dem Rahmen der Zufälligkeit heraushob, war die Erscheinung der Anhäufung der Perihelien der kleinen Planeten in der Nähe desjenigen Jupiters. Bei der Auffassung der Asteroiden als Bruchstücke eines zerstörten größern Weltkörpers lag eine kosmogonische Erklärung hierfür am nächsten, und auch klimatologische Einflüsse sind als Ursachen des Phänomens herangezogen worden. In der Tat würde für solche Planetoiden die Entdeckungswahrscheinlichkeit am größten sein, deren Perihel in der für die Beobachtung günstigsten Jahreszeit in Opposition mit der Sonne steht, denn es würde im Laufe der Zeit sich immer gelegentlich wiederholen, daß Opposition des Planeten und Periheldurchgang annähernd zusammenfallen. Für Jupiter würde die Opposition des Perihels in den Anfang des Herbstes fallen. Indessen zeigte Herr Newcomb schon 1860, daß die beobachteten Tatsachen rein mechanisch durch die Wirkungen der Säkularstörungen, welche die Asteroiden durch die großen Planeten erleiden, erklärt werden können, und 1862 erbrachte er in den Astron. Nachr. Nr. 1382 auch den zahlenmäßigen Nachweis, daß die tatsächliche Verteilung der Perihellängen der theoretisch als wahrscheinlichster geforderten annähernd entspricht. Herr Newcomb hebt in seinen genannten Abhandlungen nicht ausdrücklich hervor, daß aus seiner Erklärung der Perihelverteilung noch die andere Tatsache folgt, daß im Mittel die Exzentrizitäten derjenigen Planeten am größten, resp. kleinsten sein müssen, deren Perihelien beim Jupiterperihel, resp. -aphel liegen. Daß die durchschnittlichen Exzentrizitäten wirklich dieses Verhalten zeigen, scheint bisher noch nicht besonders berücksichtigt worden zu sein.

A. v. Brunn hat nun Herrn Newcombs Untersuchungen, soweit sie sich auf die Perihelien beziehen, mit dem mehr als siebenmal so umfangreichen statistischen Materiale, als es Herrn Newcomb damals zur Verfügung stand, welches Herr Mascart im Bulletin astronomique 1899 liefert, wiederholt und die Diskussion der Exzentrizitäten hinzugefügt, geht jedoch dabei den umgekehrten Weg, wie Herr Newcomb. Dieser zeigt, daß unter der Annahme einer gleichmäßigen Verteilung einer gewissen Integrationskonstanten, die man Eigenperihellänge nennen kann, über den ganzen Umkreis die ungleichförmige Verteilung der wirklichen Perihellängen allein als eine Wirkung der Säkularstörungen der großen Planeten erscheint. Es ist aber gewiß noch befriedigender, die Untersuchung von allem Hypothetischen zu befreien, indem man sich unter alleiniger Berücksichtigung der Säkularstörungen jene Integrationskonstanten berechnet und zusieht, ob sie gleichmäßig verteilt sind. Denn wenn das der Fall ist, so folgt

[1]) Astron. Nachr. Nr. 4122.

auch umgekehrt, daß für die Verteilung der wirklichen Perihellängen eben auch nur die Säkularstörungen von bestimmendem Einflusse sein können."

Der Verfasser beginnt damit, die Resultate der Abzählung aus der Mascartschen Elemententabelle anzugeben. Er teilt den Umkreis, vom Jupiterperihel aus rechtläufig zählend, in 16 gleiche Teile I bis XVI. Die erste Kolumne der folgenden Tabelle bezeichnet diese, die zweite die Zahl der darin liegenden Planetenperihelien, die dritte den Mittelwert der Exzentrizität für die betreffenden Planeten; zum Schlusse folgen noch die gleichen Daten für die Halbumkreise zu beiden Seiten vom Jupiterperihel, bzw. -aphel.

I	43	0.1550
II	36	0.1466
III	33	0.1457
IV	24	0.1437
V	23	0.1335
VI	18	0.1150
VII	16	0.1361
VIII	12	0.0938
IX	15	0.1377
X	19	0.1301
XI	22	0.1377
XII	22	0.1246
XIII	21	0.1786
XIV	30	0.1667
XV	38	0.1447
XVI	42	0.1612
XIII—IV	267	0.1544
V—VII	147	0.1276

Man erkennt hieraus die Abnahme der Häufigkeitszahlen und, wenn auch viel unregelmäßiger, der mittlern Exzentrizitäten vom Jupiterperihel zum -aphel. Ein deutliches Bild von der Rolle, die diese Richtung für die Verteilung der Perihelien und Exzentrizitäten der Asteroiden spielt, geben die beiden letzten Zeilen.

A. v. Brunn untersucht nun den Zusammenhang der angeführten Zahlen mit den Säkularstörungen, welchen die Bahnen der Planetoiden unterliegen. Diese rein mathematischen Entwicklungen bilden den Hauptteil seiner Arbeit, sie können indessen hier nicht wiedergegeben werden, sondern nur das Ergebnis, welches A. v. Brunn dahin formuliert, daß bezüglich der wirklichen Exzentrizitäten und Perihellängen der Planetoiden die Schlußfolgerung zu ziehen ist, daß deren ungleichmäßige Verteilung der Hauptsache nach durch die Säkularstörungen der großen Planeten hervorgerufen wird, daß sich darüber aber im gleichen Sinne, nur viel weniger stark wirkend, eine nur scheinbare, auf klimatologischen Ursachen beruhende Ungleichförmigkeit lagert.

Zum Verständnis der letztern aber bemerkt er folgendes: „Zunächst dürfte für die nördliche Hemisphäre das Halbjahr Juli bis

Dezember für die Beobachtung günstiger sein als das andere; es wird also für die Planeten die Entdeckungswahrscheinlichkeit größer sein, deren Perihel in dieser Zeit in Opposition mit der Sonne steht; diese Forderung ist sehr nahe damit gleichbedeutend, daß es im IV. und I. Quadranten, vom Jupiterperihel gerechnet, liegt. Soll dieses als Erklärung für die Anhäufung auch der Eigenperihele in jenen beiden Quadranten dienen, so müßte diese Anhäufung für die sonnen- also auch erdnächsten Planeten am auffallendsten sein, da für solche die Abhängigkeit der Oppositionshelligkeit von der gleichzeitigen Stellung in der Bahn am größten ist. Das stellt sich aber wirklich als richtig heraus."

Mikrometermessungen am Jupiter hat H. E. Lau von 1905 August bis Januar 1906 angestellt[1]) am 10-zolligen Refraktor der Urania-sternwarte in Kopenhagen. Er findet im Mittel den Äquatorial-durchmesser des Planeten 38.354″, den Polardurchmesser 36.135″. Die Planetenscheibe war während der Opposition 1905 bis 1906 von fünf Streifen, die immer sichtbar waren, durchzogen. An mehrern Abenden wurden außerdem in den Polargegenden zwei zarte Streifen beobachtet und, allerdings nur mit Mühe, gemessen. In den Skizzen des Beobachters sind die Hauptstreifen nach H. Struve mit I bis V, die schwachen, zeitweise sichtbaren mit Ia und Va bezeichnet.

Die südlichen Streifen IV und V erschienen am deutlichsten und dunkelsten; IV war lebhaft rostrot, 4″ breit und durch eine helle Linie von 0.8″ Breite halbiert. In der auf den Roten Fleck folgenden Gegend lag diese helle Linie etwas nördlicher und lief in 75° Länge gerade nördlich in die helle Äquatorzone aus. Bei guter Luft erschien diese helle Linie durch zahlreiche „rifts" durchbrochen.

Die Umrisse der „Bai" im nördlichen Rande von IV waren sehr deutlich, insbesondere auf der Ostseite, wo der Streifen IV einen dunklen Knoten bildete. Der Rote Fleck selbst war kaum zu erkennen.

Die Streifen V und II waren resp. 1.35″ und 0.90″ breit, die übrigen noch schmäler. Der Streifen III ist seit Struves Beobachtungen 1903 sehr schwach geworden, während umgekehrt der 1903 unsichtbare Streifen Va gegenwärtig deutlicher geworden ist. Auffallend ist ferner die langsame Verbreiterung des Streifens IV. 1903 fand Struve für die Breite 8.70°, 1904 dagegen 10.56°, während die Messungen Laus 1905 bis 1906 die Breite 13.31° ergeben.

Die nördliche Polarkalotte erschien grau; die südliche zeigte nichts Auffallendes.

Rotationsperioden von Flecken in der äquatorialen Region des Jupiter. W. F. Denning hat aus seinen Beobachtungen einer Anzahl

[1]) Astron. Nachr. 4097.

von Flecken auf der südlichen Seite des südlichen Äquatorialstreifens des Jupiter in den Jahren 1898 bis 1906 folgende Werte für die Rotationsperioden derselben abgeleitet.[1])

	Mittlere Rotationsdauer			Zahl der Flecke
1898	9h	50m	23.6s	23
1899	9	50	24.6	27
1900	9	50	24.1	18
1901	9	50	29.1	28
1902	9	50	26.7	24
1903	9	50	27.9	27
1905—6	9	50	32.7	24

Über die neuen Planetentrabanten machte Prof. Berberich mehrere interessante Bemerkungen.[2]) In die gewöhnlichen Anschauungen von der Anordnung des Planetensystems oder der Trabantensysteme, bemerkt Berberich, paßt Phöbe (der 9. Saturnmond) mit ihrer Rückläufigkeit durchaus nicht mehr hinein. An ein „Einfangen" der Phöbe durch Störungen, wie man es für die periodischen Kometen kurzer Umlaufszeit annimmt, ist nicht zu denken. Der Trabant scheint von Ursprung an zum Saturnsysteme zu gehören.

Merkwürdig war es, daß zwar auf den frühern Aufnahmen, auf denen die Phöbe ziemlich gut zu sehen war, auch der Ende April 1904 gefundene 10. Saturnmond, die Themis, ohne Mühe gefunden wurde, daß dagegen auf den spätern Platten einerseits die Phöbe ganz auffällig hervortrat, anderseits der 10. Mond überhaupt nicht entdeckt werden konnte. Alle Tatsachen führten zur Erkenntnis einer erheblichen Veränderlichkeit der Phöbe, um etwa 1.5 Größenklassen, also fast soviel wie die Schwankung des Japetus, 1.7 Größen nach den letzten Messungen von Wendell und P. Guthnick.

Phöbe und Themis dürften ungefähr den gleichen Durchmesser von etwa 60 *km* besitzen, trotzdem muß die Entdeckung dieser zwei Trabanten als sehr wertvoll erklärt werden. „Bei Phöbe liegt die Bedeutung in der Rückläufigkeit, bei Themis in der nahen Gleichheit der Periode mit der des Hyperion und der abnormen Form und Lage der Bahn. Die Bahnbestimmung wurde von Prof. W. H. Pickering selbst vorgenommen,[3]) und zwar auf graphischem Wege, der auch bei Phöbe zu einer befriedigenden Übereinstimmung mit der nachträglich streng berechneten Bahn geführt hatte. Die mittlere Distanz von Saturn ergab sich zu 1 457 000 *km*, die Exzentrizität zu 0.215, woraus die kleinste und größte Entfernung vom Saturn sich zu 1.14 und 1.77 Millionen *km* berechnen. Die Umlaufszeit umfaßt 20.85 Tage. Die Neigung der Bahnebene gegen die Ekliptik ist 39.1°, gegen den Saturnsäquator etwa 12° und ebenso

[1]) Astron. Nachr. Nr. 4117.
[2]) Naturwissenschaftl. Rundschau 1906. **10.** p. 121.
[3]) Harvard-Annalen **53.** Nr. IX.

viel auch ungefähr gegen die Bahnebenen von Titan und Hyperion. In der Saturnnähe steht die Themis 100 000 *km* innerhalb der Titanbahn, in der Saturnferne weit jenseits der Hyperionbahn. Die Kreuzung der Themis- und der Titanbahnlinien findet gegenwärtig bei nur 21 000 *km* Abstand statt ($^1/_{20}$ der Entfernung Mond—Erde). Da die Bahnen sich ständig verschieben und verändern, so kann diese Distanz noch sehr viel kleiner werden, und damit können die Störungen der winzigen Themis durch den großen Titan außerordentlich hoch anwachsen. Dieselben werden in Zukunft ein vorzügliches Mittel bilden zur schärfern Bestimmung der Titanmasse. Anderseits ist es zu verwundern, daß der kleine Satellit noch selbständig existiert und nicht bei einer frühern sehr nahen Begegnung mit dem Titan zusammengestoßen ist. Die Themis bildet somit ein interessantes Gegenstück zu den kurzperiodischen Kometen im Sonnensysteme mit ihren meist ganz unbeständigen Bahnen. Von neuem erhebt sich daher die schon bald nach der Entdeckung des Hyperion gestellte Frage, ob es im Saturnsysteme noch mehr solche, vermutlich wohl noch kleinere Trabanten gibt, woran man noch die weitere Frage knüpfen kann, ob nicht ähnliche Entdeckungen im Planetoidensystem zu erwarten seien. Anzeichen für das Vorhandensein sehr jupiternaher Planeten sind bereits mehrere vorhanden, leider sind die betreffenden Gestirne noch nicht genügend gesichert."

Was den 6. und 7. Jupitermond anbelangt, so sind dieselben rückläufig, und ihre Bahnlinien gehen in großen Entfernungen aneinander vorüber, von gegenseitigen Annäherungen wie bei Titan und Themis im Saturnsysteme kann keine Rede sein. „Ein großer Zwischenraum trennt beide Satelliten von den großen Trabanten, und es ist nicht unmöglich, daß dieser Raum nicht ganz leer ist, daß vielleicht noch andere kleine Körper den Jupiter in mehrfachem Abstande der alten Trabanten begleiten. In seinen ausführlichen Untersuchungen über die Bahn des periodischen Kometen Brooks (1889 V) hat L. Poor auch die Frage der Annäherung dieses Gestirnes, das am 20. Juli 1886 dem Jupiter auf den Abstand des V. Mondes nahe gekommen sein muß, an diesen und die andern vier Trabanten untersucht. Er fand die geringsten Abstände des Kometen von den vier letztern gleich 3,57, 4,16, 4,01 und 2,62 Jupiterhalbmesser; dies ist viel zu viel, als daß irgend eine Bewegungsstörung oder ein Einfluß auf die Gestaltsänderung des Kometen hätte eintreten können. Vom V., innersten Monde läßt sich nicht sicher angeben, an welcher Stelle seiner Bahn er damals gestanden hat. Darum hält Poor ein Zusammentreffen beider Gestirne nicht für ausgeschlossen; die Folge davon könnte die Teilung des Kometen gewesen sein, die 1889 so großes Aufsehen erregt hat. Die Existenz des VI. und VII. Mondes und vielleicht noch anderer ähnlicher Begleiter in so großem Abstande vom Jupiter gibt für die Ursache der Kometenteilung wieder neue

Möglichkeiten, die nach genauerer Bestimmung der Bahn dieser neuen Trabanten leicht zu prüfen sein werden. Gar so klein sind diese zwei Körper ja nicht, sie sind wohl dem V. Monde vergleichbar. Der VI. Mond wurde von Aitken bei direkter Beobachtung etwa 14. Größe geschätzt, der VII. ist zwei Größenklassen schwächer. Danach dürften ihre Durchmesser 120 und 50 *km* betragen gegen rund 200 *km* beim V. Monde."

Bestimmung der Säkularbewegung des V. Jupitermondes von Prof. H. Struve.[1]) Die Beobachtungsreihen des V. Jupitermondes, welche während der ersten drei Oppositionen nach der Entdeckung desselben teils von Barnard am Lickrefraktor, teils von Prof. Struve am Pulkowaer Refraktor ausgeführt worden waren, haben bereits vor zehn Jahren eine vollständige Bearbeitung durch Dr. Fritz Cohn erfahren, als deren wichtigstes Resultat eine genäherte Bestimmung der Apsiden- und Knotenbewegung sich ergab. Insbesondere ließen die zahlreichen Messungen des Abstandes des Trabanten vom Ost- und Westrande des Planeten keinen Zweifel an einer merklichen Exzentrizität der Bahn und machten eine Bewegung des Perijoviums von beiläufig 912° im Jahre wahrscheinlich. Weniger sicher war der Schluß bezüglich der Neigung der Bahnebene gegen den Planetenäquator und der Säkularbewegung des Knotens, sowohl wegen des geringern Beobachtungsmateriales, das hierfür zur Verfügung stand, wie auch wegen der ungenügenden Kenntnis der Positionswinkel, unter denen diese Messungen am Lickrefraktor gemacht worden waren. Seitdem sind die Messungen des V. Trabanten von Barnard in der nämlichen Weise am 40-zolligen Yerkesrefraktor fortgesetzt worden, zunächst in den wegen der größern Jupiterentfernung weniger günstigen Jahren 1898 und 1899, dann fortlaufend von 1902 bis 1905. Diese neuern Messungen haben bislang noch keine entsprechende Bearbeitung wie die frühern gefunden. Aus der Vergleichung der während der Jahre 1892 bis 1902 bestimmten Elongationen glaubte jedoch Barnard, auf einen sehr viel kleinern Betrag der Apsidenbewegung, nahe gleich 882° im Jahre, schließen zu müssen, im Einklange mit den früher von Tisserand auf demselben Wege aus den Elongationen der ersten Jahre abgeleiteten Werte. Und dieses Resultat schien noch eine weitere Bestätigung in einer Diskussion der Barnardschen Messungen während der Jahre 1898 bis 1899 und 1902 bis 1903, welche kürzlich Miss Dobbin ausgeführt hat, zu finden. Mochte nun auch die von Dr. Cohn abgeleitete Säkularbewegung, da sie nur auf der Vergleichung der ersten zwei oder allenfalls drei Beobachtungsjahre beruhte, noch mit einer erheblichen Unsicherheit behaftet sein, so erschien Prof. Struve doch anderseits die Abweichung von 30° pro Jahr, welche aus den neuern Messungen ge-

[1]) Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1906. **43**. p. 790.

folgert worden war, zu groß, um noch eine genügende Darstellung der ältern Beobachtungen zu ermöglichen. Diese Erwägung, sowie der Umstand, daß eine vorläufige Prüfung der Beobachtungen von 1902 und 1903 zu wesentlich andern Ergebnissen als die Rechnung von Miss Dobbin führte, veranlaßten ihn, die Untersuchung von neuem aufzunehmen und auf alle Beobachtungen von Barnard am Yerkesrefraktor auszudehnen, in der Hoffnung, die Zweifel zu beseitigen, die sich hinsichtlich der Säkularbewegung des V. Trabanten und der daraus folgenden für das Jupitersystem fundamentalen Abplattungskonstante herausgestellt hatten. Das Resultat dieser Untersuchung spricht entschieden zugunsten der größern Säkularbewegung, wie sie annähernd bereits Dr. Cohn ermittelt hatte, wenngleich die Frage auch gegenwärtig noch nicht mit völliger Gewißheit zu beantworten ist.

Aus den in aller Ausführlichkeit mitgeteilten Details der Untersuchungen seien hier die schließlich erlangten Elemente des Trabanten zusammengestellt, wie solche Prof. Struve angibt:

Epoche: 1903 September 1.0 Gr. (Ausgang des Lichtes)
Länge des Trabanten vom Frühlingsäquinoktium für Jupiter, (u) = 194.98°
Tägliche Bewegung . . . . (n) = 722.631 75°
Exzentrizität der Bahn. . . . . . (e) = 0.002 85
Länge des Perihels . . . . (π) = 61.3°
Neigung der Bahnebene gegen die Ebene des Jupiteräquators (γ) = 27.34′
Knotenlänge der Bahnebene (vom selben Punkte gezählt wie u und π) (ϱ) = 79.4°
Bewegung des Perijoviums: 916.1° in einem julianischen Jahre.

Die Säkularbewegung setzt sich zusammen aus dem Einflusse der sphäroidischen Gestalt des Planeten und einem geringen Beitrage, der von der Anziehung der hellen Monde herrührt. Für letztern findet man, wenn man die Massen der Monde nach Laplace annimmt, + 0.59° pro Jahr, also eine Größe, die eigentlich erst bei einer genauern Kenntnis der Säkularbewegung in Betracht käme.

Der 6. und 7. Mond des Jupiter sind während der Opposition 1905 bis 1906 auf der Lickssternwarte beobachtet worden.[1]) Der 6. Mond wurde zuerst am 24. Juli von Albrecht und E. Smith mit dem Crossleyreflektor aufgenommen. Er stand 26′ vom Jupiter entfernt. Die Vergleichung mit dem berechneten Orte ergab, daß die Umlaufszeit 251 Tage beträgt. Der 7. Mond wurde mit dem nämlichen Instrumente am 7. August von Albrecht wiedergefunden in 54.6′ Abstand vom Jupiter. Die Vergleichung mit der Vorausberechnung von Dr. Roß macht wahrscheinlich, daß die Exzentrizität der Bahn dieses Mondes größer als 0.02 und vielleicht noch größer als 0.18 ist.

---

[1]) Publ. of Astron. Society of Pacific Nr. 106.

Die Umlaufsdauer ist wahrscheinlich nicht sehr verschieden von der des 6. Mondes, und beide Trabanten bewegen sich rechtläufig um den Jupiter.

Eine Berechnung ihrer Bahnen durch Dr. F. E. Roß ergab:

	6. Mond	7. Mond
Mittlere jovizentrische Rektaszension . . .	289.1°	328.2°
Länge der Perijoviums	270	337
Rektaszension des Nordpoles der Bahn . .	86.7	191
Deklination des Nordpoles der Bahn . . .	84.5	64
Halbe große Achse der Bahn (in der Distanz 5.2)	50.6′	52.5′
Umlaufszeit	251 Tage	265 Tage
Exzentrizität	0.156	0.025
Epoche	1905 Jan. 0.0 mittl. Z. v. Greenwich	
Bewegung	rechtläufig	rechtläufig

Eine neue Berechnung der Bahn des 7. Jupitermondes durch Frank E. Roß auf Grund der Beobachtungen während der beiden letzten Oppositionen des Jupiter ergab als Umlaufszeit 259.7 Tage, als mittlere Entfernung vom Zentrum des Jupiter 0.07845 Halbmesser der Erdbahn, als Exzentrizität = 0.208, als Neigung der Bahnebene gegen die Ebene des Erdäquators = 25° 28′, als Länge des aufsteigenden Knotens = 291°, als Länge des Perihels = 118°. Dieser Satellit steht nur um sehr wenig weiter vom Jupiter entfernt als der 6. Jupitermond, nämlich um etwa 2% oder 170000 engl. Meilen. Beider Bahnen sind 28.1° gegeneinander geneigt, und wegen der großen Exzentrizitäten derselben kommen diese beiden Monde einander niemals näher als bis auf etwa 2 Millionen engl. Meilen.[1])

Photometrische Beobachtungen der sechs hellern Saturnmonde. Im Sommer und Herbste 1905 hat Dr. Paul Guthnick eine Anzahl photometrischer Messungen der fünf hellern Saturnmonde am 11-zolligen Refraktor der Bothkamper Sternwarte ausgeführt, um die ältern Angaben über den Helligkeitswechsel zu prüfen. Er verglich die Helligkeit der Trabanten mit derjenigen von vier benachbarten Sternen, die von Prof. Pickering bestimmt worden sind, und für welche die Größen 8.49, 10.52, 11.95, 11.19 von letzterm angegeben wurden. Ein paarmal wurde auch ein 5-zolliger Refraktor benutzt, für welchen Tethys und Dione selbst bei Mondschein leichte Objekte waren, während Enceladus damit nicht wahrgenommen werden konnte.

Die Beobachtungen von Dr. Guthnick ergaben,[2]) abgesehen von Iapetus, auch für Titan, Rhea, Dione und Tethys die Wahrscheinlichkeit von Helligkeitsänderungen, die mit den Umlaufszeiten periodisch sind. Jedoch ist die Zahl der Beobachtungen in Anbetracht der naturgemäß ziemlich großen zufälligen Fehler der Messungen

[1]) Astron. Nachr. Nr. 4101.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 4098.

infolge der äußerst ungünstigen Witterung der zweiten Hälfte des vergangenen Jahres, bei weitem nicht groß genug geworden, um dem Resultate die gewünschte Sicherheit zu geben. Die mittlern Helligkeiten sind dagegen mit genügender Genauigkeit ermittelt. Die folgende kleine Übersicht gibt in der ersten Kolumne die Nummer des Satelliten, in der zweiten die mittlere Oppositionsgröße nach den Bothkamper Messungen, in der dritten dieselben Größen nach Pickering.

Trabant	Bothk.	Pick.
II	(11.66)m	12.34m
III	10.72	11.40
IV	10.73	11.51
V	10.12	10.82
VI	8.53	9.44
VIII	10.79	11.74

Die Helligkeit von Enceladus (II) beruht auf nur zwei befriedigend gelungenen Messungen im Juli und gilt für die östliche Elongation; weitere Messungen, welche sehr klare und nicht zu unruhige Luft erfordern, sind später noch mehrmals versucht worden, aber stets an der Ungunst der Witterung gescheitert.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, daß Dr. Guthnick die sechs Trabanten sämtlich heller findet als Prof. Pickering, und zwar im Durchschnitte um 0.8 Größenklasse, ein ähnlicher, aber nur halb so großer Unterschied hatte sich früher bei Vergleichung seiner Messungen mit denjenigen zu Cambridge für die Jupitermonde gezeigt. Was den Lichtwechsel der Monde anbetrifft, so findet Dr. Guthnick, daß Iapetus seine größte Helligkeit (9.85 Größe) in 280° Länge in seiner Bahn erreicht, die geringste (10.63 Größe) in 75° Länge. Im allgemeinen stimmt dies mit dem Befunde Pickerings überein, doch zeigen beide Messungen Verschiedenheiten der Lichtkurve, deren Ursache noch zu ermitteln bleibt.

Titan zeigt die größte Helligkeit (8.9 Größe), wenn er sich mit Saturn in oberer Konjunktion befindet, wird dann heller bei 75° Länge in seiner Bahn (bis zu 8.4 Größe), sinkt abermals bis 180° Länge (nahe auf 8.65 Größe) und steigt in 225° Länge bis zur größten Helligkeit (8.25 Größe), um dann in 280° Länge, also nahe der westlichen Elongation, schnell (auf 8.65 Größe) abzunehmen.

Bei Rhea ist der Verlauf der Helligkeitsschwankung noch unsicher, da die Beobachtungen nicht befriedigend übereinstimmen. Im Minimum ist der Trabant 10.6 Größe, in der östlichen Elongation erscheint er 9.8 Größe, nimmt dann bis zur untern Konjunktion bis auf 10.6 Größe ab und wird auf der Westseite der Bahn abermals bis zu 10.1 Größe heller.

Dione zeigt in den Lichtschwankungen große Ähnlichkeit mit Rhea. Am schwächsten (11.2) Größe ist sie nahe der obern Konjunktion, steigt dann gegen die östliche Elongation hin bis 10.3 Größe,

sinkt nahe der untern Konjunktion bis 11.1 Größe und steigt auf der Ostseite ihrer Bahn bis 10.7 Größe, um nun wieder abzunehmen.

Tethys. Hier sind die Helligkeitsschwankungen ähnlich, und sie könnten nach Guthnick durch die Annahme erklärt werden, daß dieser Trabant eine stark ellipsoidische Gestalt besitzt, und die Verlängerung gegen den Saturn hin gerichtet ist. Die Entscheidung über diese Hypothese muß fernern Beobachtungen vorbehalten bleiben.

„Was," sagt Dr. Guthnick, „an den Lichtkurven der Saturnsatelliten ebenso wie an denen der Jupitertrabanten besonders auffallen muß, ist die offenbare Beziehung der Helligkeitsbewegungen zu den Konjunktionen. Diese Beziehung erscheint um so stärker ausgeprägt, je kleiner der Abstand vom Planeten ist. Während die Tethys, Dione und Rhea mit jeder Konjunktion und Elongation ein Minimum, bzw. Maximum einhergeht, ist zunächst bei Titan das Minimum in der untern Konjunktion nur noch schwach angedeutet, bei Iapetus ist überhaupt kein Zusammenhang mehr erkennbar. Ähnlich verhalten sich die Jupitertrabanten, indem bei dem äußersten das Minimum in der untern Konjunktion kaum angedeutet ist. Jedoch tritt bei den Jupitertrabanten das Schwächerwerden der Beziehung mit der wachsenden Entfernung vom Zentralkörper nicht so deutlich zutage als bei den Saturnsatelliten, indem Trabant II sich etwas abweichend verhält; es ist bemerkenswert, daß seine Dichtigkeit bei weitem die größte unter den Jupitertrabanten ist. Dieser Sachverhalt legt die Vermutung, daß die Helligkeitsänderungen der innern Satelliten des Jupiter und Saturn zum Teil von einer stark ellipsoidischen Gestalt derselben herrühren könnten, welche Vermutung ich durch die Beobachtungen der Jupitertrabanten allein nicht glaubte stützen zu können, doch wieder näher."

Mond.

Neubildungen auf dem Monde. Eine ausführliche Darlegung und Kritik der bisherigen Beobachtungsergebnisse in dieser Hinsicht gab Dr. Klein.[1]) Er gelangt zu dem Ergebnisse, daß Veränderungen auf dem Monde unzweifelhaft stattgefunden haben und nachgewiesen sind, doch sind sie sehr selten und keineswegs sehr hervortretend. „Beim Mangel eigener genügender Kenntnis," sagt der Verfasser, „berufen sich selbst heute noch Astronomen auf Mädler und behaupten, daß dieser physische Veränderungen auf dem Monde durchaus in Abrede gestellt habe." Das ist aber tatsächlich gar nicht der Fall, vielmehr sagt Mädler ausdrücklich: „Wir haben nirgends behauptet, daß es auf dem Monde gar keine zufälligen Veränderungen

[1]) Sirius 1906. p. 121.

gebe; wir behaupten ebensowenig die Unmöglichkeit, jemals dergleichen wahrzunehmen; nur das müssen wir festhalten, daß die bisherigen und namentlich die Schröterschen Beobachtungen uns kein sicheres Resultat dieser Art geliefert haben, noch liefern können, und daß eine künftige Forschung auf ganz andern Grundlagen beruhen und in ganz anderer Art durchgeführt werden müsse, wenn die Wissenschaft eine reelle Ausbeute davon erwarten soll."

Die Grundlagen zu solchen Forschungen sind seitdem vorhanden, und zwar in den Arbeiten von Mädler, Schmidt, Neison und andern, und sie haben in der Tat in einigen Fällen zum Nachweise stattgefundener physischer Veränderungen auf der Mondoberfläche geführt. In jüngster Zeit ist aber merkwürdigerweise diese Tatsache wieder als zweifelhaft hingestellt, ja sogar ziemlich absprechend darüber geurteilt worden. Ich unternehme daher, den Gegenstand nochmals zu erörtern in der Hoffnung, daß meine Darstellung dazu beitragen wird, unbegründete Urteile in dieser Frage fernerhin zu verhindern.

Eine Darlegung des gegenwärtigen Standpunktes der Forschung in betreff dieser Frage ist auch deshalb zeitgemäß, weil die Selenographie infolge der Ausbildung, welche die cölestische Photographie erlangt hat, an der Schwelle einer ganz neuen Epoche steht. Die Zeit, in welcher die Mondoberfläche durch einen einzelnen aufgenommen und kartographisch in konventionellen Zeichen dargestellt wurde, ist vorüber; die photographische Aufnahme hat sie verdrängt, und es kann fernerhin nur darauf ankommen, diese Aufnahmen richtig zu benutzen. Diese Ausnutzung knüpft sich aber nicht etwa an die nachträgliche übermäßige Vergrößerung des photographischen Bildes, sondern Darstellungen, wie sie der neue photographische Atlas des Mondes, den die Pariser Sternwarte herausgibt, oder wie sie die herrlichen Photographien einzelner Mondlandschaften, die auf der Yerkessternwarte erhalten wurden, zeigen, genügen vollkommen, um darauf ein weiter gehendes Studium der Mondformationen zu begründen. An und für sich enthalten diese Photographien nichts, was man nicht auch an einem $3^1/_2$- oder 4-zolligen Refraktor direkt sehen kann, allein sie bieten für den scheinbaren und wirklichen Zusammenhang der Formationen untereinander und für das tatsächlich sichtbare Material Dokumente von unschätzbarem Werte.

Gemäß der kritischen Darlegungen des Verfassers haben seit 1791 auf dem Monde Veränderungen stattgefunden:

1. beim Zentralkrater des Posidonius (gelegentliche Ausfüllung desselben durch Materie aus dem Innern);

2. bei einem Berge südlich von der Ariadäusrille. (Dieser Fall ist jedoch nach Ansicht des Verfassers zweifelhaft);

3. beim Krater Linné (Ausfüllung des alten Kraters, von Jul. Schmidt entdeckt).

4. Neubildung des Kraters Hyginus N (von Dr. Klein entdeckt) und des sehr kleinen Kraters Hyginus N′ (von J. N. Krieger entdeckt);

5. Neubildung eines Kraters im Mare Nectaris (von Dr. Klein nachgewiesen).

6. Veränderungen beim Doppelkrater Messier (vielleicht nur optisch).

7. Neubildungen auf der innern Fläche des Plato (zweifelhaft).

8. Zeitweise Bedeckungen gewisser Stellen der Mondoberfläche.

Neue Beobachtungen über den Mondkrater Linné und den ihn umgebenden hellen Fleck hat Dr. C. W. Wirtz am 18-zolligen Refraktor der Straßburger Sternwarte ausgeführt.[1])

Seinen frühern Messungen aus dem Jahre 1903 sind 39 neue, welche in die Jahre 1904 bis 1906 fallen, gefolgt. Er hat dabei den Durchmesser des runden, hellen Fleckens im Linné, oft auch den Durchmesser des eigentlichen Kraters (der aber wegen seiner Kleinheit nur bei niedrigem Sonnenstande sich durch Schatten verrät), dann auch zum Vergleiche den benachbarten Krater Linné B gemessen. Letzterer ist eine tiefe Grube mit niedrigem Walle, ein Gebilde, das bei Vollmond dem Linné ziemlich ähnlich sieht und dann nur wenig schärfer begrenzt erscheint als dieser.

In einer Tabelle gibt Dr. Wirtz die Ergebnisse seiner Messungen, geordnet nach der Zeit seit dem letzten Neumonde und ausdedrückt in Kilometern. Werden die Messungen in neun Normalbestimmungen zusammengefaßt, so ergibt sich folgende Tabelle, in der unter A die Zahl der Tage nach dem Neumonde oder das sogenannte Mondalter sich findet, und die entsprechenden Durchmesser für Linné und Linné B in Kilometern angegeben sind.

A	Linné *km*	Linné B *km*
7.47^d	7.46	4.58
8.80	6.78	4.89
10.43	7.37	5.26
11.47	6.35	5.06
12.35	6.84	5.21
13.91	6.74	5.42
16.40	7.29	5.66
18.54	8.01	5.56
20.31	8.40	6.43

Der Durchmesser des hellen Fleckes im Linné ergibt sich hieraus im Mittel zu 7.28 *km*, dagegen von Linné B zu 5.34 *km*. Den Durchmesser des Zentralkraters von Linné findet Dr. Wirtz im Mittel zu 1.16 *km*.

Prof. Barnard hat im Jahre 1903 den Durchmesser des hellen Fleckes Linné am 40-zolligen Refraktor der Yerkessternwarte gemessen und die Veränderung seiner Größe sehr ausgesprochen gefunden, indem die Schwankungen bis zu 5 *km* betrugen, während Dr. Wirtz in Straßburg etwa 2 *km* dafür ermittelte. Dabei war die mittlere Auffassung der Größe des Lichtfleckes für beide Beobachter nahe identisch; aus Barnards sämtlichen Messungen folgt im Mittel der Durchmesser zu 7.04 *km*, gegen Straßburg mit 7.28 *km*. Dieser letztere Wert harmoniert wieder gut mit dem aus Dr. Wirtzs erster Beobachtungsreihe (1903) gefolgerten Betrage von 7.29 *km*, und auch die Übereinstimmung des mittlern Durchmessers 5.34 *km* des Vergleichskraters aus

[1]) Astron. Nachr. Nr. 4098.

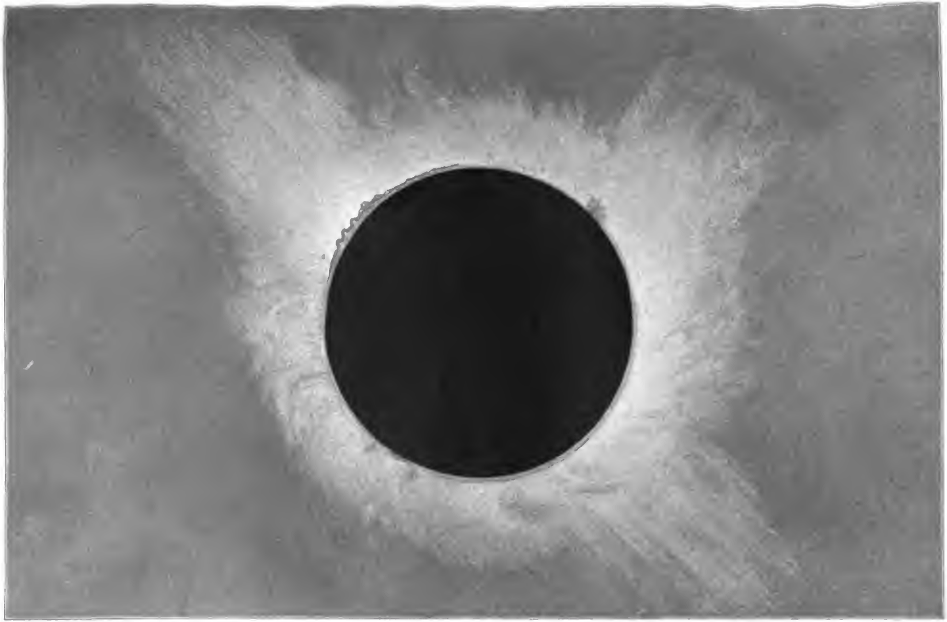
der neuen Reihe mit dem durch die frühern Beobachtungen gegebenen (5.76 *km*) darf als genügend betrachtet werden.

Stellt man die Größenänderungen des Linné und von Linné B durch je eine Kurve dar, so laufen nach den Straßburger Beobachtungen beide Kurven nahezu parallel, und schließlich ergibt sich im allgemeinen das gleiche Resultat wie bei der ersten Beobachtungsreihe (1903), nämlich, daß die Zunahme des scheinbaren Durchmessers des Fleckes für jeden Tag nach dem Neumonde 0.1 *km* beträgt. Ein ähnliches Verhalten ergibt sich für beide Krater auch aus den Messungen, welche Dr. Wirtz während der Mondfinsternis des 14. August 1905 ausführte.

„Die Straßburger Beobachtungen," sagt Dr. Wirtz, „lassen eine doppelte Erklärungsmöglichkeit offen, entweder es erstreckt sich das die Schwankung von Linné verursachende Medium so weit, daß auch der nicht allzuweit (etwa 90 *km*) von Linné entfernte Krater B in den Wirkungskreis fällt und wirklich diesen Änderungen mit unterworfen ist, oder aber die ganze Erscheinung ist nicht reell; sie mag als eine Folge der Beleuchtung gelten, und alle in der gleichen Gegend gelegenen Objekte unterliegen ihr in analoger Weise. Auf die große Bedeutung der Lage der Lichtgrenze für das Aussehen von selenographischem Detail haben alle Mondbeobachter mit Nachdruck hingewiesen. Auch die Gleichartigkeit, mit der das Linnéphänomen von verschiedenen Beobachtern aufgefaßt wird, darf man noch nicht für dessen Realität in Anspruch nehmen; denn physiologische Eigentümlichkeiten haben bei allen Individuen im großen und ganzen denselben Gang, z. B. der Komplex von Vorgängen, den man unter dem Namen persönliche Gleichung, Helligkeitsgleichung zusammenfaßt. Der hier sowohl während wie außerhalb von Mondfinsternissen beobachtete Vorgang würde physiologisch bedeuten, daß man ein heller bestrahltes Objekt kleiner mißt als ein dunkleres; von vornherein dünkt das unwahrscheinlich."

„Es ist nicht leicht, sich für eine dieser Eventualitäten mit Sicherheit zu entscheiden, auch nicht durch neue Beobachtungsreihen. Bleibt man bei einem nahe dem Linné gelegenen Vergleichskrater, so begegnet man dem Einwurf, daß vielleicht dieses Objekt noch in der Wirkungssphäre des Linné stecke, und geht man zu Kratern in großer Entfernung von Linné über, so treten gänzlich andere Beleuchtungsverhältnisse ein; teilweise begibt man sich der Möglichkeit gleichzeitiger Beobachtung der Objekte, und der Gang des zweiten Kraters sagt dann nichts mehr zur Entscheidung aus."

„Bei dieser Lage der Verhältnisse gewinnen die Notizen über das physische Aussehen der beiden Krater an Interesse, weil sich danach vielleicht der Grad der Wahrscheinlichkeit der einen oder andern Hypothese beurteilen ließe. Aus den mitgeteilten Durchmesserschätzungen des Zentralkraters kann man ihrer natürlichen Unsicherheit wegen nichts weiter als den schon angeführten Durchmesser = 1.16 *km* ableiten, und die beobachteten Veränderungen im Aussehen des Linné selbst halten sich in so engen Grenzen, daß man sie wohl immer unmerklichen Schwankungen im Luftzustande zur Last legen kann. Der Lichtfleck war stets unscharf, meist zerzaust und wies noch eine blasse Aureole von geringer, von Tag zu Tag ein wenig wechselnder Breite auf. Bei niedrigem Sonnenstande (1905 Nov. 17) warf der Linné keinen Schatten, die der Sonne abgekehrte Seite erschien nur dunkler als die ihr zugewandte; demnach handelt es sich hier um einen um den kleinen Zentralkrater herum in ungemein flacher Böschung aufgeschütteten Wall. Die eigentliche Krateröffnung blieb nur bei niedrigem Sonnenstande durch ihr schattenerfülltes Inneres kenntlich; aber auch dann wich dieser Schatten merklich von der Art des sonstigen Schattenwurfes auf der Mondoberfläche ab. Er sah nämlich weit blasser und matter aus als die gewöhnlichen scharfen Schattenbänder der Gebirgsketten und Kraterwälle, so daß man in Verbindung mit dem hellen fleckartigen Aussehen den Eindruck gewann, als ob eine strohfarbene, zäh fluktuierende, durchsichtige Materie sich über dem ganzen Gebilde ausbreite. Im Zusammenhange damit könnte es dann auch stehen, daß ich den Lichtfleck oft länglich sah in einer dem



Ed. H. Mayer Verlag
Leipzig.

Die Korona während der totalen Sonnenfinsterniss
am 30. August 1905.

Gezeichnet auf dem Ebro-Observatorium von F. Coronas.

Parallel nahen Richtung. Ferner zeigten sich am 12. Februar 1905 im Positionswinkel 65° und 245° beiderseits zwei lappige, äußerst zarte lichte Ausschießer an dem sonst gut runden Flecke, die am nächsten Tage schon mit ihm zusammengeflossen waren und ihn im Positionswinkel 70° leicht gedehnt erscheinen ließen. Das Achsenverhältnis der Dehnung liegt gewöhnlich zwischen 5 : 3 und 3 : 2.

Der Vergleichskrater ist eine tiefe Kratergrube mit niedrigem, dünnem, steilem Walle; bei kleinen und hohen Mondaltern gut begrenzt, verliert sich die Schärfe seines Umrisses rasch bei steigender Sonne, und nahe dem Vollmonde wird sein Aussehen dem des Linné sehr ähnlich; selbst eine schmale Aureole ließ sich bisweilen beobachten. Die Flächenhelligkeit von Linné B übertraf die von Linné um Vollmond herum erheblich; am 14. August 1905, kurz vor Vollmond, taxierte ich die Flächenhelligkeit des Linné B um $^3/_4$ Helligkeitsklasse größer als die von Linné.

Einen andern Versuch zur Aufklärung des Linnéphänomens habe ich noch nach Abschluß der ganzen Beobachtungsreihe gemacht. Ist die Vergrößerung des Linné nur scheinbar, durch physiologische Eigentümlichkeiten veranlaßt, so muß die Erscheinung auch zustande kommen, wenn man den Krater durch Blendgläser verdunkelt. Das entspräche also beiläufig den Verhältnissen bei einer Mondfinsternis. Am 3. Mai 1906 maß ich daher die Durchmesser von Linné und Linné B einmal wie gewöhnlich ohne Blendglas und dann mit einem grünfärbenden Blendglas vor dem Okular, das eine Absorption von etwa drei Größenklassen besaß. Es zeigte nun schon der bloße Anblick, daß der Fleck um Linné mit Blendung größer erschien als ungeblendet, und die Messung bestätigte auch diesen unmittelbaren Eindruck. Die Anordnung der Beobachtungen war streng symmetrisch; die Einstellungen mit Blende wurden zwischen die ohne Blende eingeschaltet und je zwei vollständige Durchmesserbestimmungen der Objekte vorgenommen. Im folgenden sind die Mittel der beiden Messungen angeführt.

1906	M. Z. Straßb.	Linné ohne Blende *km*	Linné mit Blende *km*	Vergleichskrater ohne Blende *km*	Vergleichskrater mit Blende *km*
Mai 3	9.7h	7.25	8.90	5.17	6.20

Der verlangte Sinn spricht sich also deutlich aus. Bei Linné sah es so aus, als ob die Blendung am nachdrücklichsten den hellen Hintergrund des Mare serenitatis träfe, und auf dem dunklern Grunde dann die helle, vom Krater ausgehende Materie sich weiter verfolgen lasse.

Entscheidenden Wert darf man meines Erachtens diesem Versuche nicht beilegen. Denn bei der einfachen Beziehung, in der hier das Resultat zur Messung steht, kann nur zu leicht unbewußte Voreingenommenheit ihr Spiel treiben. Dagegen halte ich den Einfluß derartiger Voreingenommenheit bei meiner Hauptreihe für ausgeschlossen.“

Zusätzlich bemerkt Dr. Wirtz noch, daß ihm Linné am 29. Mai 1906, als die Sonne für den Krater gerade aufgegangen war, einen ungewohnten Anblick darbot. „Von dem sonst stets gesehenen hellen Flecke war keine Spur zu erkennen. Man erblickte nur einen trotz geringer mittlerer Böschung scharf begrenzten, glockenförmigen Berg von kleiner Grundfläche. Die in derselben Weise wie früher vorgenommene Beobachtung ergab folgende Resultate:

Durchmesser von Linné: 3.46 *km*
Durchmesser von Linné B: 5.84 *km*.

Nach mikrometrischer Messung lief die Lichtgrenze in einem Abstande von nur 64.5 *km* an Linné vorbei. Da ferner die Länge des schmalen, spitzen Schattens durch Schätzung zu 4.33 *km* gefunden wurde, so folgt als Höhe H = 160 *m* über der Ebene des Mare serenitatis, und als mittlerer

Böschungswinkel kommt nur 5° heraus. Die feine Krateröffnung in der Mitte schien zwar hier und da aufzublitzen; mit Bestimmtheit vermochten wir ihre Sichtbarkeit aber nicht zu konstatieren. Der Zusammenhang des Linnéphänomens mit dem Sonnenstande dürfte daher ein ähnlicher sein, wie der der von Tycho und einigen andern Kratern ausgehenden hellen Streifen, deren Natur allerdings auch noch der Aufklärung harrt. Außerdem spricht diese Beobachtung entschieden gegen die mehrfach angenommene Deutung der Durchmesserbestimmungen des hellen Fleckes, als ob er im Maximum seiner Ausdehnung aus der Nachtseite des Mondes herausträte. Im Gegenteil, er ist dann gar nicht vorhanden. Was man nun weiter mit höhersteigender Sonne beobachtet, muß nach allem als eine Mischung von physiologischen Vorgängen („Helligkeitsgleichung") und von reellem Niederschlage der Flecksubstanz um den zentralen Berg betrachtet werden."

Die Verteilung der dunklen Mareflächen auf dem Monde hat Prof. J. Franz genauer untersucht.[1]) „Die auffälligsten Unterschiede, sagt er, „die jetzt die Mondoberfläche zeigt, bestehen in dem Gegensatz zwischen den kraterreichen hellen Gebirgsgegenden und den kraterarmen dunklen Flächen, den sogenannten Meeren. Die Meere bilden meist Flächen, die einander von außen berühren. Sie bilden also eine Reihe nebeneinander liegender Flächen. Loewy und Puiseux haben darauf aufmerksam gemacht, daß oft in den Meeren, besonders in den ausgedehnten auf der Ostseite des Mondes, teilweise versunkene Krater vorkommen. Außer den großen Meeresflächen kommen einzelne Krater vor, deren Inneres mit dunkler Meeresfarbe angefüllt ist. Mädler bezeichnet diese als „Kratermeere". Von solchen finden sich auf der Osthälfte nur Plato, Billy und Krüger. Sie sind aber nahe dem Westrande sehr häufig. Hier besteht, wie man bei günstiger Libration sieht, das Mare Spumans, Mare Undarum, Mare Anguis und ein kleines hammerförmiges Meer, um +44° Länge +33° Breite, ganz aus Kratermeeren, das Mare Australe fast ganz, das Mare Marginis zum Teile. Hanno, Oken, Marinus d, Abel, Apollonius, Firmicus, Neper, Timoleon, Plutarch, Seneca, Franklin und Endymion sind ihrer dunklen Binnenfarbe wegen gleichfalls zu den Kratermeeren zu zählen. Außerdem treten Krater auf, deren Inneres nur zum Teile mit dunkler Meeresfarbe bedeckt ist. Von solchen partiellen Kratermeeren hat die Ostseite des Mondes Schikard, Grimaldi und Riccioli, die Westseite W. Humboldt, Condorcet, Hercules und das Mare Humboldtianum. Letzteres liegt in einer großen, kraterähnlichen Depression, die weit über den Mondrand hinübergeht. Wenn man die Meere durch ihre dunkle Farbe definiert, so muß man auch die Kratermeere zu ihnen rechnen. Sie schließen sich auch ihrer Lage nach den Flächen der Maren so an, daß sie die Reihe der Flächen erweitern und vervollständigen.

Frei von Meeren ist dagegen ein großer Teil der Südhälfte des Mondes. Aber auch sein Nordrand in dem ausgedehnten und

---

[1]) Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1906, p. 575. — Sirius 1906. p. 223.

nur durch die orthographische Projektion perspektivisch verkürzten Gebiete jenseits des Mare Frigoris und des Sinus Roris zeigt sich völlig frei von Meeren. Wären solche dort vorhanden, so würden sie ebenso deutlich sichtbar werden, wie beispielsweise das Mare Smythii am Mondrande im Äquator. Denn bei Vollmond stehen alle Randgegenden unter gleichen Bedingungen der Sichtbarkeit.

Man kann also die sichtbaren Umgebungen beider Pole als Teile von Polarkappen betrachten, die eine Zone nebeneinanderliegender Meere umgeben.

Daß ein solcher Gürtel der Meere wirklich vorhanden ist, erkennt man leicht, wenn man den Mond in stereographischer Projektion zeichnet. Er zeigt sich richtiger und deutlicher auf einem Mondglobus. Noch mehr, aber freilich übertrieben deutlich, würde er in Mercators Projektion erscheinen. Nur die orthographische Projektion hat die Existenz des Gürtels der Meere bisher dadurch verschleiert, daß sie die Meere des Nordens und Nordostens zu nahe an den Rand brachte.

Der Gürtel ist keineswegs regelmäßig. Er ist vielfach unterbrochen und wird an seiner Nord- und Südseite von mehr oder minder isolierten Meeren begleitet. Er liegt auf der sichtbaren Seite des Mondes mehr nördlich als südlich vom Äquator.

Seine Realität wird noch mehr verbürgt durch die Auffindung von Meeren in den Äquatorgegenden des Mondrandes und in den benachbarten Teilen der Rückseite des Mondes, die in Breslau dem Verfasser bei der Ausmessung der Randpartien bei günstiger Libration gelang. Denn diese Meere setzen den Gürtel beiderseits weiter fort. Erwähnt seien hier mit vorläufigen oder neuen Bezeichnungen ein Mare Marginis zwischen + 9.0° und + 18.2° selenographischer Breite und von + 75° bis über + 95° Länge hinaus, ein Mare trans Hahn zwischen + 30.5° und 33.6° Breite, welches südlich bei + 92.5° und nördlich hinter + 96.5° Länge beginnt. Am Ostrande liegt ein großes, sehr dunkles Mare Orientale zwischen — 24.3° und — 12.7° Breite, das an seiner Südseite erst hinter — 90.4° Länge, an seiner Nordseite noch weiterhin beginnt.

Es ist von Wichtigkeit, zu untersuchen, wo sich die durchschnittliche Lage des Gürtels der Meere hinzieht, und wo seine Pole liegen, ferner ob der Gürtel einen größten oder einen kleinen Kugelkreis umgibt. Hierzu hat Prof. Franz die Mondoberfläche in rechtwinklige Trapeze von je 20° Länge und 20° Breite geteilt, die von den Längen- und Breitengraden von ± 10°, 30°, 50°, 70° begrenzt werden, und schätzte nach Prozenten der Trapeze die in ihnen enthaltenen Meeresflächen, sowie ihren Schwerpunkt. Die Schätzungen geschahen mit Hilfe von geeigneten, mit Gradnetz versehenen Mondkarten auf den Photogrammen des Mondes, indem er anfangs die Vierecke auf Photogrammen durch Papierstreifen abgrenzte, und später, indem er das Gradnetz in die Photogramme einzeichnete.

Sie bereiteten einige Schwierigkeiten dort, wo die Meere nicht scharf begrenzt sind, wo halbdunkle Meere, wie die Paludes, auftreten und in Gegenden, wie westlich von Langrenus, die nach manchen Karten noch Meere sind, nach andern nicht. Um ein einfaches Kriterium zu haben, wendete er nur die sogenannte Farbe, also die Dunkelheit, als solches an, und so erhielten die weniger dunklen Flächen bei den Schätzungen von vornherein weniger Gewicht, so wurden helle Krater in den Meeren (wie Kopernikus, Kepler und Aristarch) nicht zu den Meeren gerechnet, ebensowenig ihre hellen Umstrahlungen, obwohl diese als über den Meeren liegend offenbar später entstanden sind. Aber dieses Moment ist für das Gesamtresultat ohne erheblichen Einfluß, weil die Umstrahlungen nahezu in der Mitte des Gürtels liegen. Für die Meere, die am Mondrande liegen oder jenseits derselben, wurden Zeichnungen in Band II der Breslauer Mitteilungen und noch unveröffentlichte Breslauer Messungen zu Hilfe gezogen.

Die genannten Schätzungen wurden wiederholt ausgeführt, so daß im ganzen fünf Reihen von Schätzungen sich über den Mond erstrecken.

Auf Grund dieser Bestimmungen und daran anknüpfender mathematischer Berechnungen findet Prof. Franz, daß der Pol des Maregürtels zwischen Moretus, Gruemberger und Klapprot liegt. Der Gürtel ist 20° 55.3′ gegen den Äquator geneigt, und sein aufsteigender Knoten auf dem Äquator liegt in 74° 13.6′ Länge bei Maclaurin, östlich vom Mare Smythii. Die Verdünnung des Gürtels liegt im Mare Spumans, südwestlich von Apollonius. Seine Anschwellung liegt zwischen Euler und Mayer im Oceanus Procellarum. Jedoch sind die beiden letzten Stellen unter der Bedingung bestimmt, daß sie 90° voneinander abstehen.

Der Gürtel der Meere fand sich ferner als ein kleiner Kugelkreis, 88° 9.6′ vom Südpole des Gürtels, also wenig vom größten Kugelkreise entfernt.

Von Interesse ist die Frage nach der Gesamtfläche der Maren auf der in mittlerer Libration der Erde zugekehrten Hälfte der Mondoberfläche. Diese berechnete Prof. Franz zu 32.205%. Dieser Betrag ist die Summe aller Meere, Seen und Kratermeere und enthält zum Teile die halbdunklen Paludes. Hiernach kann man sagen, die sichtbare Mondoberfläche enthält ein Drittel dunkle Meeresfläche und zwei Drittel helles, kraterreiches Gebirgsland oder Hochland. Die Zone der Meere ist nach Franz durchschnittlich 38° 56.5′ breit. Doch liegen ebensoviele Mareteile außerhalb dieses Gebietes wie helle Flächen innerhalb derselben.

Wie die unmittelbare Beobachtung andeutet und die genauern Untersuchungen bestätigen, liegen die sogenannten Meere des Mondes durchschnittlich tiefer als das helle Gebirgsland. „In ihnen," sagt Prof. Franz, „besonders im Oceanus Procellarum finden sich viele halbversunkene oder, wenn man es so nennen will, überschwemmte

Krater. Am Strande erscheinen sie als Bogen, die nach der Meerseite geöffnet sind, und deuten klar darauf hin, daß das Meer (Mare) selbst eine eingesunkene Fläche ist. Sie haben dann die Gestalt von Meerbusen wie der bedeutende Sinus Iridum am Nordrande des Mare Imbrium. Von weitern Kraterresten liegt auch Pico, im Mare Imbrium. Im Oceanus Procellarum finden wir Harbinger, als Halbkrater, Stadius, fast ganz versunken, Fra Mauro größtenteils; die Riphaeen sind Reste von drei Kratern, Bonpland, ist an der Südseite versunken; in — 52° Länge — 4° Breite, — 44° Länge — 3° Breite, und — 39° Länge — 7° Breite liegen halbversunkene Krater, von Letronne ist die Nordseite versunken, in — 17° Länge — 17° Breite liegen drei Halbkrater. Am Rande des Mare Humorum sind Agatharchides, Hippalus, Lee und Doppelmayer Kraterreste, im Mare Tranquillitatis die Umgebung von Jansen, am Mare Serenitatis Le Monnier. Die Meere selbst machen den Eindruck ausgedehnter Einbruchsgebiete, zum großen Teile mit stehengebliebenen Hochrändern."

Höhenbestimmungen von Mondbergen hat Dr. V. Huvler ausgeführt,[1] und zwar auf Grund des Prager photographischen Mondatlasses von Prof. L. Weinek. Es wurden darin die Schattenlängen mit einem Halbmillimetermaßstabe gemessen und die Positionen der Punkte nach Mädler und Schmidt angenommen. Verf. gibt eine kritische Übersicht der bisherigen Methoden zur Höhenbestimmung der Mondberge. Die Berechnungen erstrecken sich auf 12 Punkte des Sinus Iridum, 28 Punkte der Alpen, 34 Punkte im Kaukasus, 19 Punkte im Mare Crisium, 12 Punkte bei Eratosthens, 26 Punkte bei Theophilus und Umgebung, 19 Punkte bei Archimedes, 18 Punkte bei Plato, 17 Punkte bei Plotemäus, 34 Punkte bei Orontius, Nasireddin und Saussure.

Die Sichtbarkeit des Erdschattens außerhalb der Mondscheibe ist während der Mondfinsternis des 14. August 1905 von Dr. C. W. Wirtz auf der Sternwarte zu Straßburg beobachtet worden.[2] „Die Beobachtungen," sagt Dr. Wirtz, „erstrecken sich über Schattengestalt und -größe und über das Verhalten des Kraters Linné. Das Wetter war nicht gerade günstig; häufig trieb leichtes Gewölk vor dem Monde vorüber, und ein feiner Cirrusdunst wich fast nie während der ganzen Erscheinung.

Der Erdschatten bot eine zur Messung hinlänglich scharfe Begrenzung, und die verfinsterte Mondsichel blieb bis Tagesanbruch stets sichtbar, derart, daß die Breiten des verfinsterten Teiles sich

[1]) Jahresbericht d. K. K. Erzherzog-Rainer-Gymnasiums im II. Gemeindebezirk in Wien. Wien 1906. Selbstverlag des Verfassers.

[2]) Astron. Nachr. Nr. 4087.

leicht einstellen ließen. Der Halbschatten schien sehr dunkel; denn während der Kernschatten um $0^h\,41^m$ Sternzeit die Scheibe erreichte, sah man schon $0^h\,24^m$ an der Eintrittsstelle einen dunklen, schieferigen Ton. Um $1^h\,0^m$ Sternzeit zeigt sich in der Mitte des verfinsterten Segmentes eine zarte Rötung, und um $1^h\,12^m$ liegt die stärkste Rötung, ein Braunrot, am südlichen Ende der Sichel; um $1^h\,36^m$ nimmt der ganze verfinsterte Teil eine gleichförmige, rostbraune Färbung an. Kurz darauf ($1^h\,40^m$) fällt mir von selbst die Sichtbarkeit des Erdschattens außerhalb des Mondes auf, und zwar sehe ich die Schattenkontur noch auf etwa 1′ bis 2′ über die Mondscheibe hinaus in einem leicht rot getönten hellen Schiefergrau. Dieses Phänomen hielt indes nur wenige Minuten an, auch dann nur intermittierend, während immerzu kleine Wolkenfetzen vorübertreiben. Später und vorher erkannte ich nichts von der seltenen Erscheinung, trotzdem ich häufig danach ausschaute."

Kometen.

Die Kometenerscheinungen des Jahres 1905. Prof. H. Kreutz[1]) gab eine Zusammenstellung der Kometenentdeckungen und Beobachtungen des Jahres 1905, der folgendes entnommen ist:

Komet 1904 I (1904 a). Der Komet hat im Jahre 1905 bei langsamer Lichtabnahme noch fünf Monate hindurch beobachtet werden können; die letzte Ortsbestimmung ist 1905 Juni 5 von Howe in University Park (Colo.) angestellt worden, so daß die gesamte Sichtbarkeitsdauer 415 Tage betragen hat. Eingehende physikalische und photometrische Beobachtungen sind von Wirtz 167. 289; 168. 365 und von Holetschek 167.367 veröffentlicht worden.

Komet 1904 II (1904 d). Die letzte Beobachtung ist 1905 Mai 2 auf der Sternwarte in Nizza angestellt worden. In der letzten Zeit der Sichtbarkeit besaß der Komet die Helligkeit eines Sternes 14. Größe.

Zweiter Tempelscher Komet 1904 III (1904 c). Der sehr lichtschwache Komet hat auf der Sternwarte University Park (Colo.) bis 1905 Januar 2 verfolgt werden können.

Komet 1905 II (1904 e) (Borrelly). Der Komet war von Mitte März 1905 an außerordentlich lichtschwach, konnte aber doch noch in Wien bis April 25, in Straßburg bis Mai 9 und auf dem Naval Observatory in Washington bis Mai 24 verfolgt werden. Außer den im vorigen Berichte aufgeführten Elementen von Fayet liegen noch aus der gleichen Zwischenzeit Dezember 31 bis Januar 27 abgeleitete Elementensysteme von Wedemeyer und Aitken vor; es wird ge-

[1]) Vierteljahrsschr. d. Astron. Ges. 1906. p. 73.

nügen, zur Vergleichung die aus den drei Systemen sich ergebenden Werte der Umlaufszeit hier anzuführen:

Fayet 7.04, Wedemeyer 7.20, Aitken 7.30 Jahre.

Eine vollständige Diskussion der Erscheinung 1904 bis 1905 wird voraussichtlich die Umlaufszeit in noch beträchtlich engere Grenzen einschließen, so daß man auf eine gute Vorausberechnung der Erscheinung 1912 hoffen kann.

K o m e t 1905 III (1905 a), entdeckt von Giacobini in Nizza 1905 März 26 in A. R. 6^h, Dekl. $+11°$, als ein Nebel 11. bis 12. Größe von 3′ Durchmesser, mit einer 5 bis 6″ großen Verdichtung. Der nahe am Perihel, im Maximum der Helligkeit entdeckte Komet nahm rasch an Lichtstärke ab, konnte aber trotzdem, in günstiger Stellung am Abendhimmel, verhältnismäßig lange, bis Juni 22 (Nizza) verfolgt werden.

Die Bahn des Kometen ist elliptisch; die Elemente, welche Banachiewicz aus drei Normalörtern März 27, April 7 und 27 abgeleitet hat, lauten:

$$T = 1905 \text{ April } 4.0810 \text{ m. Z. Berlin}$$

$$\left.\begin{aligned} \omega &= 358° \; 12' \; 17.4'' \\ \Omega &= 157 \;\; 27 \;\; 41.8 \\ i &= 40 \;\; 11 \;\; 20.8 \end{aligned}\right\} \text{m. Äqu. 1905.0}$$

$$\log e = 9.985644$$
$$\log q = 0.047017$$
$$U = 200.62 \text{ Jahre.}$$

Auf der gleichen Zwischenzeit, wenn auch auf etwas weniger sichern Grundlagen beruhen die Elemente von Wedemeyer, 168.243, welche U = 279 Jahre ergeben.

K o m e t 1905 IV (1905 b), entdeckt von Schaer in Genf am 17. November in unmittelbarer Nähe des Poles, 5.5^h A. R. und $+86°$ Dekl., als ein heller Nebel 7. Größe mit einem sehr verwaschenen Kern 10. bis 11. Größe. Die ungewöhnlich große tägliche Bewegung von 6.5° in Dekl. deutete auf eine große Annäherung an die Erde hin, was auch später durch die Rechnung bestätigt wurde. Das Minimum der Entfernung von der Erde, 0.24, hat einige Tage später, am 20. November, stattgefunden; die direkt nach Süden gerichtete Bewegung stieg an diesem Tage auf 8.9° täglich. Der weitere Verlauf der Erscheinung hat gezeigt, daß die große Helligkeit des Kometen in den ersten Tagen der Sichtbarkeit — am 20. und 21. November konnte er von Wolf auf dem Königstuhle mit bloßem Auge erkannt werden — im wesentlichen von der großen Erdnähe herrührte. Mit zunehmender Entfernung nahm sie sehr rasch ab; Ende November war der Komet von der 9., Mitte Dezember nur noch von der 12. Größe. Wie weit die Beobachtungen haben fortgesetzt werden können, steht noch nicht fest; nach den bisher publizierten Ortsbestimmungen zu urteilen, scheint es, als ob sie noch vor Jahresschluß mit Northfield Dezember 26 ihr Ende gefunden hätten.

Jedenfalls ist am 14. Januar der Komet im großen Refraktor der Straßburger Sternwarte unsichtbar gewesen.

Dem Auge erschien der Komet auch zur Zeit der größten Helligkeit schweiflos; dagegen war auf einer Königstuhlplatte vom 21. November ein langer, dünner, schwach gebogener Schweif zu erkennen.

Aus drei Beobachtungen, November 18, Dezember 1 und 13 hat Wedemeyer die folgende Parabel abgeleitet:

$$
\begin{aligned}
T &= 1905 \text{ Okt. } 25.80124 \text{ m. Z. Berlin} \\
\omega &= 132^\circ\ 42'\ 41.9'' \\
\Omega &= 222\ \ 56\ \ 3.1 \quad \text{m. Äqu. } 1905.0 \\
i &= 140\ \ 34\ \ 51.6 \\
\log q &= 0.022111.
\end{aligned}
$$

Komet 1906 .... (1905 c), entdeckt 1905 Dezember 6 von Giacobini in Nizza am Morgenhimmel in 14^h, $+21^\circ$. Der Komet war eine runde, kernlose Nebelmasse 10. Größe von 1 bis 2′ Durchmesser. Da er in der nächsten Zeit sich der Sonne und der Erde näherte, nahm er rasch an Helligkeit zu. Ende Dezember war er schon 4. bis 5. Größe mit einem scharf definierten Kerne und einem Schweife von 1° Länge. Leider aber näherte der Komet bei zunehmender Helligkeit sich immer mehr dem Tageslichte, so daß er gegen Mitte Januar nur noch in der Morgendämmerung nahe am Horizonte gesehen werden konnte. Soweit die Beobachtungen publiziert sind, hat Hartwig in Bamberg die letzte Ortsbestimmung am 14. Januar 1906 in $8^1/_2{}^\circ$ Höhe angestellt.

Über die Sichtbarkeit in unsern Breiten nach dem Perihel wird erst der nächste Jahresbericht Aufschluß geben können.

Die folgenden Elemente sind von Wedemeyer aus in drei Normalörter zusammengezogenen Beobachtungen von Dezember 6 bis Januar 1 abgeleitet worden.

$$
\begin{aligned}
T &= 1906 \text{ Jan. } 22.40219 \text{ m. Z. Berlin} \\
\omega &= 199^\circ\ 15'\ 27.7'' \\
\Omega &= 92\ \ 4\ \ 31.3 \quad \text{m. Äqu. } 1906.0 \\
i &= 43\ \ 39\ \ 15.7 \\
\log q &= 9.333345.
\end{aligned}
$$

Auf einer photographischen Aufnahme vom 29. November 1905 auf dem Lowell Observatory, Flagstaff, sind nachträglich am 14., resp. 23. Dezember von Slipher, resp. Lowell zwei Kometenspuren aufgefunden worden, die die Bezeichnung Komet 1905d, resp. 1905e erhalten haben. Alle Nachforschungen nach diesen Kometen sind vergebens gewesen, so daß es zweifelhaft bleiben muß, ob es sich bei diesen Spuren tatsächlich um reelle Kometenobjekte gehandelt hat.

Der erste Tempelsche Komet, der nach der Vorausberechnung von R. Gautier am 20. April 1905 sein Perihel passieren mußte, ist diesmal ebensowenig wie 1885, 1892 und 1898 aufgefunden worden. Seit der großen Jupitersnähe zwischen 1879 und 1885 sind

die Sichtbarkeitsverhältnisse so ungünstige geworden, daß sich die Mühe weiterer Vorausberechnung wohl kaum mehr lohnen wird.

Auch nach dem Wolfschen Kometen ist in der sehr ungünstigen Erscheinung 1905 vergebens gesucht worden.

Der nur in einer Erscheinung beobachtete periodische Komet 1892 V (Barnard) sollte am Schlusse des Jahres 1905 in eine günstige Opposition kommen. Leider haben die von Coniel berechneten Ephemeriden nicht zur Auffindung geführt; die durch mehrere Blätter gehende Notiz, daß der Komet in La Plata gesehen worden sei, beruht auf einem Irrtume.

Die Bahn des Kometen 1826 IV ist von Dr. R. Klug endgültig bestimmt worden.[1])

Von diesem Kometen, der zur Zeit seiner größten Helligkeit eben dem freien Auge sichtbar wurde, lagen bisher nur Bahnberechnungen vor, welche bloß einen Teil des beobachteten Bogens umfassen und nur aus einer geringen Zahl von Beobachtungen abgeleitet sind. Prof. Klug hat nun nicht nur sämtliche Beobachtungen bei seiner Bahnberechnung benutzt und die ältern, so namentlich die wertvolle Reihe der in Kremsmünster erhaltenen, einer Neureduktion unterzogen, sondern auch die Orte sämtlicher Vergleichssterne durch Heranziehen der neuen Kataloge verbessert. Wegen der langen Dauer der Sichtbarkeit, während welcher der Komet sich der Erde bis auf die halbe Entfernung der Erde von der Sonne näherte, sind auch die Störungen, welche er durch die Anziehung von Erde, Jupiter und Saturn erlitten hat, berücksichtigt.

Die Beobachtungen sind in acht Normalorte zusammengefaßt, welche durch Ausgleichung der übrigbleibenden Fehler nach der Methode der kleinsten Quadrate auf die folgende Ellipse führen:

$$
\begin{aligned}
T &= 1826 \text{ Okt. } 9.01327 \text{ m. Z. Berlin} \\
\omega &= 13^\circ\ 46'\ 10.7'' \\
\Omega &= 44\ \ 0\ \ 33.4 \\
\pi &= 57\ \ 46\ \ 44.2 \\
i &= 25\ \ 56\ \ 7.1
\end{aligned}
\left.\vphantom{\begin{aligned}a\\a\\a\\a\end{aligned}}\right\}\ \text{m. Äqu. } 1826.0
$$

$$
\begin{aligned}
\log q &= 9.9308871 \\
e &= 0.9974939
\end{aligned}
$$

Die hieraus folgende Umlaufszeit von 6264 Jahren ist natürlich nur Rechnungsresultat.

Eine Bestimmung der Masse des Bielaschen Kometen hat J. v. Hepperger ausgeführt.[2])

Unter der Voraussetzung, daß die Komponenten dieses Kometen einen gemeinsamen Ausgangspunkt besitzen, lassen sich die Normal-

[1]) Anzeiger d. K. K. Akad. d. Wissensch. in Wien 1906. p. 376.

[2]) Wiener Akad. Ber. 1906. p. 270.

örter aus dem Jahre 1846 nicht mit befriedigender Genauigkeit darstellen, wenn die Massensumme als verschwindend klein angenommen wird. Hepperger hat deshalb die Summe der Kometenmassen als neue Unbekannte in das Bahnbestimmungsproblem aufgenommen und findet hierfür den Näherungswert 1 : 2 400 000 der Erdmasse. Von einem der beiden Kometen werden hierdurch alle Örter sehr gut dargestellt, von dem andern alle Örter aus dem Jahre 1846, wogegen die zwei Örter aus dem Jahre 1852 Abweichungen zeigen, die nur zum Teile den Beobachtungen zur Last gelegt werden können und es wahrscheinlich machen, daß in dem Zeitraume 1846 bis 1852 ein kleiner Massenverlust eingetreten sei. Wäre die Annahme, daß die Lichtmengen, welche Kometen in gleichen Entfernungen von Sonne und Erde uns zusenden, den Massen der Kometen proportional sind, richtig, so würde die Masse des Kometen I 1770 etwa 400 mal kleiner gewesen sein als die von Laplace angegebene obere Grenze ($^1/_{5000}$ der Erdmasse) und die Masse des Kometen vom Jahre 1729, die als die größte gelten kann, ungefähr gleich sein $^1/_{2400}$ der Erdmasse.

Die Bewegung der Schweifmaterie des Kometen 1892 I auf einem zur Sonne konvexen Bogen findet R. Jaegermann durch seine Messungen der photographischen Aufnahmen dieses Kometen von W. H. Pickering bestätigt.[1]) Diese Messungen beziehen sich zwar nicht auf eine streng begrenzte Verdichtung, sondern geben nur die allgemeine Position einer ganzen Ausströmungswolke. Nichtsdestoweniger sind diese Messungen infolge der langen Sichtbarkeit der Schweifverdichtung von selten großem wissenschaftlichen Werte. Sie ist an den Tagen 1892 April 5, 6, 7, 8, 10 beobachtet worden, wobei Pickering die an den Tagen April 6, 7, 8 gemessenen Objekte ihrer Form und Lage nach als identisch ansieht, während über die Identität der Objekte vom 5. und 10. April mit den vorigen nur auf Grund einer theoretischen Untersuchung geschlossen werden kann.

Jaegermann findet für die Bahnlänge L und die mittlere Orbitalgeschwindigkeit H der Schweifmaterie in den verschiedenen Zeitintervallen:

	Zeitintervall	L	H	δR
April 5— 6	1.03889 Tage	4089800 *km*	45.6 *km-sek.*	17.7 *km-sek.*
6— 7	0.98194 „	4856400 „	57.2 „	39.6 „
7— 8	0.95000 „	5619600 „	68.5 „	55.4 „
8—10	2.05625 „	16929500 „	95.3 „	87.7 „

δR drückt die Bewegung der Schweifmaterie von der Sonne in der Richtung des verlängerten Radiusvektors aus. Mit fast ebensolchen Geschwindigkeiten hat sich die Schweifmaterie vom Kometenkerne entfernt, da letzterer während dieser Zeit gerade durch sein Perihel ging, und die Radienvektoren nur sehr langsam zunahmen.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 4081.

Die Länge des von der Schweifmaterie im Laufe von fünf Tagen durchlaufenen zur Sonne konvexen Bogens beträgt 31495300 *km*.

Jaegermann berechnet eine Hyperbel als definitive Bahn der ganzen Ausströmungswolke und eine andere, mit ihr nahe zusammenfallende, als Bahn der speziell an den Tagen April 6 bis 9 gemessenen Objekte. Die der letzten Hyperbel entsprechende genauere und mit einem geringern mittlern Fehler behaftete repulsive Kraft befindet sich innerhalb der engen Grenzen $1 - \mu = 35.7$ und $1 - \mu = 35.9$, also fast $1 - \mu = 36$, welcher Wert schon von Th. Bredichin beim Kometen 1893 II abgeleitet worden ist. Anfangs erschien Bredichin dieser Wert als sehr zweifelhaft, da er auf recht unsichern Beobachtungen basierte, doch dürfte jetzt auf Grund der vorliegenden Untersuchungen über den Kometen 1892 I die Realität dieses Wertes $1 - \mu = 36$ der repulsiven Sonnenkraft allen Zweifeln enthoben sein.

Über die mutmaßliche Zeit der Wiederauffindung des Halleyschen Kometen bei seiner nächsten Erscheinung hat Dr. J. Holetschek Untersuchungen angestellt.[1])

„Da mit Sicherheit darauf gerechnet werden kann, daß der Halleysche Komet in seiner nächsten Erscheinung (1910) schon bei einem viel größern Radiusvektor aufgefunden werden wird als in der letzten (1835), so erscheint es von Wichtigkeit, schon jetzt zu wissen, in welcher Gegend des Himmels der Komet zu erwarten ist, und wann das Suchen nach ihm Aussicht auf Erfolg hat. Der Verfasser hat daher, einem Wunsche des Herrn Direktors Hofrat Weiß entsprechend, einige diesbezügliche Orientierungsrechnungen gemacht und auf Grund derselben eine Untersuchung über die mutmaßliche Zeit des Sichtbarwerdens des Kometen angestellt.

Es wurden zunächst mit den Bahnelementen von Pontécoulant (wie sie in der Connaissance des Temps stehen, also mit T = 1910 Mai 16.45) für die nächsten Jahre mehrere Positionen des Kometen berechnet, und zwar insbesondere für solche Zeitpunkte, in denen der Komet nahezu in Opposition mit der Sonne ist. Es sollen hier einige der letzten derselben angesetzt werden.

M. Z. Paris			α	δ	r	Δ
1908	Dezember	31.5	85° 58′	+12° 14′	6.04	5.10
1909	Oktober	2.5	90 50	+17 41	3.42	3.13
	Dezember	1.5	64 33	+16 29	2.73	1.74
1910	Januar	30.5	23 25	+10 38	1.96	1.96

Um nun Anhaltspunkte zur Beurteilung der mutmaßlichen Helligkeit des Kometen in sehr großen Distanzen zu gewinnen, hat der Verf. den Kometen empirisch mit andern zu vergleichen gesucht, und zwar, abgesehen von solchen, die überhaupt in sehr großen Distanzen beobachtet worden sind (1889 I, 1889 II, 1904 I), insbesondere mit denjenigen Kometen, welche ihm bezüglich der Periheldistanz q und der auf $r = 1$, $\Delta = 1$ reduzierten Helligkeit H_1 recht nahe kommen (1807, 1858 VI, 1874 III, 1881 III). Beachtet man dabei insbesondere den Umstand, daß die reduzierten Helligkeiten H_1 bei keinem Kometen konstant sind, sondern einen Gang zeigen, und zwar in der Weise, daß sie gegen das Perihel ebenso abnehmen, so gelangt man zu der Folgerung, daß die Helligkeit des Halleyschen Kometen in den großen Distanzen, um die es sich hier zunächst handelt, nur eine außerordentlich geringe sein kann.

---

[1]) Anzeiger d. K. K. Akad. d. Wissensch. in Wien 1906. Nr. XVIII.

Der Verfasser kommt durch diese Vergleichungen zu folgenden Schlüssen.

In der Opposition 1906 bis 1907 ist ein Suchen nach dem Kometen wegen der außerordentlichen Größe der Distanzen r und Δ noch ganz aussichtslos, und auch in der Opposition 1907 bis 1908 ist die Wahrscheinlichkeit seiner Auffindung noch verschwindend klein. Dagegen ist die Auffindung des Kometen in der Opposition 1908 bis 1909 nicht mehr ausgeschlossen und, falls er hier noch nicht gefunden sein sollte, in der zweiten Hälfte des Jahres 1909, spätestens aber gegen das Ende desselben mit Sicherheit zu erwarten.

Im Januar 1910 erreicht der Komet, wenn sein Periheldurchgang wirklich im Mai 1910 stattfindet, dieselbe Helligkeit, welche er bei seiner Auffindung im August 1835 gezeigt hat, und in der zweiten Hälfte des März dürfte er für das bloße Auge sichtbar werden.

Bei den obigen Folgerungen über das erste Sichtbarwerden des Kometen ist zunächst an ein Aufsuchen desselben mit großen Teleskopen gedacht. Es ist jedoch gar nicht unwahrscheinlich, daß der Komet auf photographischem Wege schon früher gefunden wird als mit dem Fernrohre, ähnlich wie der Enckesche Komet bei seiner letzten Erscheinung im Herbste 1904.

Meteoriten.

Das Meteor vom 14. März 1905 ist bezüglich seiner individuellen und kosmischen Verhältnisse von Prof. v. Nießl untersucht worden.[1]) Er fand, daß dasselbe von der größten Mehrzahl der Beobachter erst wahrgenommen wurde, als es bereits in der relativ geringen Höhe von 61 *km* und nur mehr 70 *km* von dem 37.3 *km* hoch gelegenen Auflösungspunkte entfernt sich befand. Damit hängt es, wie er hervorhebt, zusammen, daß das Meteor schon bei der ersten Wahrnehmung fast allgemein sich als völlig entwickelte Feuerkugel, wenn auch nicht von größter Ausdehnung, darbot. Nur in einer einzigen Beobachtung heißt es „als schwache, bläuliche Sternschnuppe beginnend, plötzlich zu großer Lichtfülle anwachsend“; und etwas ähnlich ist die Äußerung in einem Berichte aus Weißkirchen.

„In dem ausgebildeten Zustande wird das Meteor entweder als kugelartig, mit einem gegen das Ende spitzkegelförmig zulaufenden Schweife oder auch in der Zusammenfassung als birnförmig bezeichnet. In zwei Angaben wird es im Umrisse dreieckig genannt. In den Skizzen der Erscheinung ist die charakteristische Form eines länglichen Tropfens vorwaltend, in einigen Fällen wird auch ein vorn sphärisch abgerundeter, rückwärts konisch zugespitzter Zylinder gezeichnet.

In einem Berichte aus Wien (Pulay) wird das Meteor als „große, schöngezackte Sternschnuppe“ bezeichnet, und der Beobachter in Grulich berichtete ebenfalls, daß es schien, „als ob sich sternartige Zacken gebildet hätten“. Eine in Troppau entworfene Skizze stellt die Vorderseite der Feuerkugel wie eine Sternblume mit sechs Zipfeln

---

[1]) Sitzungsber. d. K. K. Akad. d. Wissensch. in Wien **114**. Abteilung IIa.

dar. Ob ungefähr dasselbe gemeint ist, wenn ein Beobachter in Jetsdorf das Meteor einer Sonnenblume mit weißen Randblüten ähnlich fand, möchte Prof. Nießl nicht behaupten, es muß aber doch durch einzelne Emanationen Anlaß zu solchen Vergleichungen gegeben worden sein.

Die scheinbare Größe der Feuerkugel wurde in Wien mehrfach und sehr verschieden geschätzt. Zunächst bezeichnen einige Angaben diese nur beiläufig und als nicht sehr bedeutend. Zwar „bedeutend größer als eine gewöhnliche Sternschnuppe, aber nicht um beträchtliches.“ Auch gleich oder größer als Venus wird sie angegeben. Es fehlt jedoch auch nicht an brauchbaren Vergleichungen mit dem scheinbaren Durchmesser des Mondes. Die niedrigste Angabe ist ein Zehntel, dann kommt dreimal vor ein Viertel, endlich einmal dem Monde an Größe gleich, was wohl sicher weit überschätzt ist. „Schließt man,“ sagt Prof. Nießl, „letztere aus, so könnte als Mittel der vier andern Schätzungen für den scheinbaren Durchmesser der Feuerkugel in einer Entfernung von etwa 140 *km* 6.7′ in Rechnung gezogen werden, woraus sich also nach diesen Wiener Beobachtungen der wirkliche Durchmesser der leuchtenden Sphäre zu 270 *m* ergeben würde.

Die Angabe 4′ aus Znaim würde bei etwa 98 *km* Distanz für den wahren Durchmesser nur 112 *m* liefern. Für Blauendorf dürfte ungefähr dieselbe Entfernung gelten. Der Durchmesser ergäbe sich für 16′ zu 450 *m*. Eine Schätzung in Tyrnau würde sogar zu 600 *m* führen. „Es sind dies selbstverständlich nur rohe Näherungen, meist bezogen auf die kleinste Entfernung. Wird das Resultat aus den vier Wiener Angaben auch mit vierfachem Gewichte in Rechnung gebracht, so würde der Mittelwert 320 *m* geben. Danach gehörte das Meteor nicht zu den größern Erscheinungen dieser Art.“ Prof. v. Nießl gibt bei dieser Gelegenheit die nachstehende im aufsteigenden Sinne geordnete Zusammenstellung der Durchmesser von 19 im Verlaufe vieler Jahre von ihm besprochenen Feuerkugeln, die in relativer Beziehung nicht ohne Interesse sein dürfte.

Datum	Durchmesser der Feuerkugel in Metern
7. Juli 1892	116
27. Februar 1901	260
22. Oktober 1896	300
23. Oktober 1889	310
18. Oktober 1892	314
14. März 1905	320
* 2. April 1891	350
*16. Januar 1895 (I.)	370
22. April 1888	453
*17. Januar 1890	490
*16. Januar 1895 (II.)	500
*19. Februar 1899	800
11. März 1900	840
*25. Januar 1895	850

Datum	Durchmesser der Feuerkugel in Metern
*16. Januar 1895 (III)	900
*23. Oktober 1887	1000
20. November 1898	1100
* 3. Oktober 1901	1250
2. November 1903	1880

Bei den mit * bezeichneten Fällen wurden Detonationen nachgewiesen.

Das Meteor vom 7. Juli 1892 bewegte sich in den höchsten Regionen der Atmosphäre. Das Perigäum war noch 68 *km* über der Erdoberfläche, und von da an war die weitere Bahn aufsteigend.[1])

Die Länge des kosmischen Schweifes, welchen die Feuerkugel vom 14. März 1905 bis zum Endpunkte nachzog, wurde in den Angaben aus Wien einmal vom zweifachen Durchmesser der Kugel, zweimal dem zwei- bis dreifachen Durchmesser derselben und einmal dem Durchmesser des Mondes gleich geschätzt, daher im Mittel rund 20′, welches einer Länge von 800 bis 1000 *m* entsprechen würde. In Znaim wurde die Länge jedoch dem zwei- bis dreifachen Monddurchmesser gleich erachtet, was, ungeachtet der größern Nähe, mehr als 2000 *m* Länge geben würde. Eine Angabe aus Bernhardthal (zehnfache Länge des Kugeldurchmessers), welche jedoch nach zahlreichen andern Skizzen wohl zu hoch gegriffen ist, würde ungefähr auf 3000 *m* führen. Hiernach würde nach Prof. v. Nießl eine Länge von etwa 1500 *m* im Mittel ungefähr die Achse des Schweifes bezeichnen.

Außerdem wird in vielen Beobachtungen ein feiner, heller Lichtstreifen erwähnt, welcher fast längs der ganzen Bahn, jedoch nur „für einen Augenblick" oder doch für sehr kurze Zeit am Himmel zurückgeblieben war.

Hinsichtlich der Lichtstärke wurde in mehrern Beobachtungen erwähnt, daß sie „momentan blendend", grell, intensiv war, allein doch nirgends, auch nicht aus den nächsten Beobachtungsorten berichtet, daß die Umgebung taghell erleuchtet wurde, welcher Ausdruck sonst in Berichten über größere Erscheinungen dieser Art nicht selten vorkommt.

Das Licht der Feuerkugel wurde relativ am meisten als reinweiß oder mit der Nuance bläulichweiß oder grünlichweiß (21 mal unter 50 Angaben) bezeichnet, dann als blau oder grün mit den Übergängen (zwölfmal), ferner zehnmal als gelb, dreimal als goldig und nur viermal in roten Nuancen, wahrscheinlich gegen Ende der Bewegung.

Die Farbe des Schweifes wird fast allgemein als rot bezeichnet, entsprechend einem niedrigern Wärmegrade. Die Partikel, welche ihre Geschwindigkeit größtenteils oder ganz verloren hatten, sind dann in Streifen zurückgeblieben und haben alsbald zu leuchten auf-

[1]) Sitzungsber. d. K. K. Akad. d. Wissensch. in Wien **102**. Abteilung IIa.

gehört. Einige noch später erhitzte Teilchen erschienen als Funken längs der Bahn.

Von einer Teilung, sowie von der schließlichen sprungweisen Lichtentwicklung, welche gewöhnlich als „Explosion“ bezeichnet wird, ist nur in zwei Berichten die Rede. Es heißt nämlich in einer Mitteilung aus Hütteldorf, „daß drei hellstrahlende Sterne auf den Satzberg niederfielen“, was mit Rücksicht auf die vielen andern Beobachtungen so auffallend erscheint, daß Prof v. Nießl fast an der Identität zweifeln möchte, wenn nicht Zeit und Richtung mit den tatsächlichen Verhältnissen so gut übereinstimmen würden. Sonst kommt nur in einer Nachricht aus Wien die Wendung vor: „und zerstob, als es verschwand, in mehrere Teile“. Dagegen heißt es in vielen andern Berichten, daß die Feuerkugel ohne Explosion oder Teilung plötzlich verschwunden ist. Ein Beobachter in Grulich, dem der Endpunkt am nächsten lag, fand, daß sie wie eine Seifenblase zu platzen schien.

Über Detonationen wird nichts berichtet. Auch diesmal trat die Suggestion ein, daß Beobachter vermeinten, durch ein Geräusch erst auf die Lichterscheinung aufmerksam gemacht worden zu sein, das selbstverständlich mit dem Meteore nicht im entferntesten zusammenhängen konnte.

„Auffallend ist,“ bemerkt Prof. v. Nießl, „daß über dieses Meteor, welches sich fast im ganzen sichtbar gewordenen Teile seiner Bahn über mährischem Gebiete befand, gerade von da so wenig Beobachtungen zu erlangen waren. Abgesehen davon, daß vielfach, zumal im mittlern Mähren, der Himmel ziemlich stark bewölkt war, dürften diese Lücken auch dadurch ihre Erklärung finden, daß hier die scheinbare Bahn überall sehr hoch am Himmel verlief. In Brünn z. B. lag der aus den übrigen Beobachtungsorten nachgewiesene Bahnteil überall höher als 44°, wohin der Blick unter gewöhnlichen Umständen selten gerichtet ist. Da überdies die Lichtintensität nicht sehr groß war, konnte die Erscheinung im Zusammenhange mit der teilweisen Bewölkung auch für blitzartig gehalten worden sein.

Der Willamette-Meteorit. Dieser Meteorit wurde schon Ende 1902 von E. Hughes gefunden, und zwar am Rande von Clackamas County, Oregon; er ist aber erst später bekannt geworden. Der Willamette-Meteorit hat ein Gewicht von 13.5 tons (nach anderer Schätzung von 18.2 tons). Whitefield fand 91.46% Eisen, 8.30% Nickel; Dawson: 91.65% Eisen, 7.88% Nickel, 0.21% Kobalt, 0.09% Phosphor. Die Dichte ist 7.7. Die Länge der Maße ist 3 *m*, die Breite 2.15 *m*, die Höhe 1.25 *m*. Merkwürdig ist, daß durch die ganze Masse neun Löcher von oben nach unten gehen. Die Bildung der Löcher und die Entstehung der eigenartigen Oberfläche wird einem Abschmelzen durch die Reibung in der Luft beim Falle zugeschrieben. Die Widmannstättenschen Figuren ließen sich nachweisen. Auch

Stücke der oxydierten Schale wurden gefunden. (Eng. and Min. Journ. 1905, 80, 873).[1])

Meteoritenfall in Scott County (Kansas). Derselbe ereignete sich am 2. September 1905 unter den gewöhnlichen optischen und akustischen Explosionserscheinungen. Nach einer Notiz von George P. Merrille, der seine Information Herrn J. K. Freed aus Scott, City, Kansas, verdankt, sind bisher 14 Bruchstücke des Steines gesammelt, von denen das größte im Gewichte von 4.61 *kg* sich im Nationalmuseum befindet. Eine Bruchfläche zeigt, daß der Stein undeutlich chondritisch ist, von sehr hellgrauer Farbe, und unter dem Mikroskop sich im wesentlichen aus Olivin und Enstatit bestehend erweist, mit einer sehr geringen Menge von Plagioklasfeldspat. Er gehört offenbar zu Brezinas Gruppe geaderter Chondrite und wird unter dem Namen des Scott County-Meteoriten bezeichnet werden. Dieser Meteoritenfall ist der zwölfte der aus Kansas gemeldeten.[2])

Fixsterne.

Die absolute Lichtstärke der Fixsterne. Dieses Problem bietet sehr große Schwierigkeiten, denn es handelt sich bei der Lösung desselben um die Kenntnis der wirklichen Entfernungen der Fixsterne und außerdem um photometrische Bestimmungen der scheinbaren Helligkeiten derselben gegeneinander und im Verhältnis zur Sonne. Eine von Autoritäten wie Hill, Kapteyn und Newcomb unter verschiedenen Formen vertretene Ansicht läuft darauf hinaus, daß es wahrscheinlich Fixsterne gibt, welche unsere Sonne an absoluter Leuchtkraft um das Zehntausendfache übertreffen, und der Stern Canopus ist als Beispiel solcher überaus lichtstarken Sterne aufgestellt worden. Georg C. Comstock hat nun kürzlich eine Untersuchung veröffentlicht,[3]) in der er die Gründe für diese Annahme kritisch beleuchtet.

In bezug auf Canopus liegt die Sache im wesentlichen wie folgt. Die von Hill für diese Sterne gefundene Parallaxe ist 0.010″ während die Parallaxe von α Centauri gleich 0.762″ gemessen worden ist. Anderseits ergaben die photometrischen Bestimmungen, daß Canopus uns 3.5 mal soviel Helligkeit zeigt als α Centauri. Bei gleicher Entfernung von uns würde demnach Canopus den Stern α Centauri

[1]) Chemikerzeitung Repertorium p. 399.
[2]) Science 1906. N. S. XXIII. p. 391.
[3]) Astrophysical Journal XIII. 9. April 1906. p. 248.

3.5 mal an absoluter Leuchtkraft übertreffen. Da er aber weiter als dieser von uns entfernt steht, und die Lichtstärke mit dem Quadrate der Entfernung variiert, so ist die wirkliche Leuchtkraft des Canopus $3.5 \cdot \left(\frac{0.762}{0.010}\right)^2$ oder ungefähr 20 000 mal größer als die Leuchtkraft von α im Centauren. Letzterer Stern hat eine nahezu gleich große Masse und das gleiche Spektrum wie unsere Sonne und sendet daher wahrscheinlich die gleiche Menge Licht aus wie diese. Sonach würde sich ergeben, daß Canopus etwa 20 000 mal unsere Sonne an absoluter Leuchtkraft übertrifft. Auf ähnliche Weise hat Comstock für eine Anzahl der hellsten Sterne deren absolute Leuchtkraft berechnet und gibt darüber eine Tabelle, die ihrem hauptsächlichsten Inhalte nach in folgendem wiedergegeben ist.

Stern	Parallaxe	Leuchtkraft i. Vergleich zur Sonne
α Eridani	0.050″	355
α Persei	0.076	43
α Tauri	0.117	34
Capella	0.088	151
Rigel	0.008	13800
β Tauri	0.067	60
α Orionis	0.031	490
Canopus	0.008	54950
Sirius	0.376	33
Castor	0.028	288
Procyon	0.342	6
Pollux	0.064	87
Regulus	0.032	263
α Ursae Majoris	0.058	66
α Crucis	0.057	173
β Crucis	0.004	30
ε Ursae Majoris	0.088	22400
β Centauri	0.054	160
Arcturus	0.033	996
α^2 Centauri	0.758	2
Antares	0.030	525
Wega	0.090	120
Altair	0.240	1
α Gruis	0.023	456
α Piscis Austrinus	0.137	21

Im Durchschnitte ergibt sich, daß diese Sterne erheblich stärkere Leuchtkraft als unsere Sonne besitzen, im Mittelwerte sogar 3800 mal diese übertreffen. Aber ist dieses Ergebnis wirklich ein Ausdruck der Tatsachen? Zwei Umstände, bemerkt Comstock, sind geeignet, dieses Resultat mit Mißtrauen ansehen zu lassen.

Zunächst erscheinen unter 25 Sternen nicht weniger als 22, deren berechnete Leuchtkraft unter dem Durchschnittswerte liegt. Eine

solche Verteilung ist an und für sich nicht wahrscheinlich. Dann wird der Mittelwert viel zu groß infolge der drei abnormen Fälle (Rigel, Canopus und ε Ursae majoris), und diese sind an und für sich unwahrscheinlich. Die scheinbaren Helligkeiten dieser drei Sterne sind photometrisch mit genügender Genauigkeit festgestellt, das fehlerhafte Resultat bezüglich der absoluten Leuchtkraft kann also hauptsächlich nur in der fehlerhaften Annahme für die Parallaxe dieser Sterne liegen. Comstock untersucht, wie groß die Fehler in der Annahme für die Parallaxe mehrerer dieser Sterne sein müssen, unter Voraussetzung, daß die absolute Leuchtkraft derselben 1000 mal größer als die der Sonne ist, und findet für Rigel 0.022″, für Canopus 0.052″, für den Stern β Crucis 0.015″. „Die Annahme," sagt er weiter, „daß Fehler von dieser Größe in den Angaben für die Parallaxe nicht zulässig sind, führt zu dem Schlusse, daß im Weltraume Fixsterne existieren, deren absolute Leuchtkraft diejenige der Sonne 1000 fach übertrifft. Dies leugnet aber Comstock durchaus und, wie es uns scheint, mit Recht. Ebenso unglaublich scheint ihm die Schlußfolgerung, welche Prof. Kapteyn aus seiner Untersuchung über die Lichtstärke der Fixsterne gezogen hat, nämlich daß in dem Raume, welcher zwei Millionen Sterne von der gleichen Lichtstärke wie unsere Sonne enthält, ein Stern mit 100 000 mal größerer, 1800 mit 1000 mal größerer und zwölf Millionen Sterne mit geringerer Leuchtkraft als die Sonne enthalten sind. Er glaubt vielmehr, daß das Maximum der Leuchtkraft irgend eines Sternes im Vergleiche zur Sonne als Einheit, keinesfalls eine Ziffer mit mehr als drei Stellen erfordert.

Auch darin kann man ihm wohl nur beistimmen, ja vielleicht noch eine Stelle fortstreichen. Es ergibt sich nämlich, daß bei den Sternen mit großen und daher einigermaßen sicher ermittelten Parallaxen, die im obigen Verzeichnisse vorkommen (Sirius, Procyon, α^2 Centauri, Altair, α Piscis Austrinus), die Leuchtkraft durchschnittlich nur 12- bis 13 mal größer ist als bei der Sonne, und diese Bestimmungen haben ungleich mehr Gewicht als die Berechnungen, welche sich auf die angebliche Parallaxe von 0.008″ gründen.

Benennung von neu entdeckten veränderlichen Sternen. Als Fortsetzung der frühern Verzeichnisse[1]) gibt die von der astronomischen Gesellschaft eingesetzte Kommission zur Herstellung eines Normalkatalogs der veränderlichen Sterne eine dritte Zusammenstellung von neu entdeckten Veränderlichen, die sie zur endgültigen Benennung für reif erklärt hat.[2]) Dieselbe folgt hier. In der letzten Spalte bedeutet v, daß die angegebene Helligkeit für das Auge gilt, ph, daß es sich um photographische Größenklassen handelt.

---

1) Siehe dieses Jahrbuch 1904. **15**. p. 67; 1905. **16**. p. 95.
2) Astron. Nachr. Nr. 4127.

Nr.	Prov. Bez. A. N.	Name	Position 1900.0 R. A.	Position 1900.0 Dekl.	Präzession 1900 R. A.	Präzession 1900 Dekl.	Helligkeit Max.	Helligkeit Min.	
			h m s	° ′	s	′	m	m	
1	32.1906	RV Cephei	0 7 45	+73 18.0	+3.22	+0.33	10.9	13	ph
2	31.1906	RU Cephei	1 8 8	+84 36.3	+7.22	+0.32	9.3	10.5	ph
3	77.1906	RZ Cassiopejae	2 39 54	+69 12.8	+5.34	+0.26	6.4	7.8	v
4	6.1904	RX Cassiopejae	2 58 49	+67 11.4	+5.31	+0.24	8.6	9.1	v
5	35.1906	RX Persei	3 44 51	+32 43.2	+3.79	+0.19	10.8	<12.5	ph
6	29.1906	RW Persei	4 13 20	+42 4.3	+4.15	+0.15	8.8	11.0	v
7	279.1904	RX Tauri	4 32.8	+ 8 9	+3.25	+0.12	9	<12	ph
8	33.1906	RX Aurigae	4 54 28	+39 48.7	+4.14	+0.09	7.2	8.1	v
9	27.1906	RW Aurigae	5 1 20	+30 16.4	+3.83	+0.08	10.0	12.2	ph
10	30.1906	RW Geminorum	5 55 24	+23 8.2	+3.64	+0.01	9.6	11.0	v
11	34.1906	RT Camelopardalis	6 25 31	+64 8.8	+5.81	—0.04	9.5	<12.5	ph
12	21.1904	RV Aurigae	6 27 36	+42 34.8	+4.29	—0.04	8.8	10	ph
13	1.1906	T Lyncis	8 16 22	+33 50.3	+3.81	—0.19	9.5	11	v
14	23.1904	RS Velorum	9 20 20	—48 26.4	+2.11	—0.26	?	?	ph
15	73.1906	SS Carinae	10 54 11	—61 22.9	+2.38	—0.32	12.2	12.8	ph
16	26.1904	V Crucis	12 50.7	—57 21	+3.53	—0.33	?	?	ph
17	44.1906	X Coronae	15 45.2	+36 35	+2.25	—0.19	8.3	11.5	ph
18	78.1906	SX Sagittarii	18 39 40	—30 35.8	+3.85	+0.06	8.6	9.4	ph
19	46.1906	W Sagittae	19 15 4	+17 1.2	+2.68	+0.11	8.7	<11.5	ph
20	76.1905	XZ Cygni	19 30 25	+56 10.4	+1.23	+0.13	8.7	9.3	v
21	68.1903	SV Aquilae	19 34 20	+11 43.1	+2.82	+0.13	11	14	ph
22	72.1905	XY Cygni	19 45 13	+41 24	+2.02	+0.15	10	<15	ph
23	79.1903	SW Aquilae	19 46 0	+12 34.0	+2.81	+0.15	11.5	14	ph
24	80.1903	SX Aquilae	19 46 15	+12 58.0	+2.80	+0.15	11	14.5	ph
25	14.1904	XX Cygni	20 1 18	+58 40.3	+1.18	+0.17	10.5	11.5	v
26	48.1906	SY Aquilae	20 2 24	+12 39.8	+2.81	+0.17	9.5	<11	ph
27	79.1906	RR Delphini	20 38 52	+13 55.1	+2.82	+0.21	9.5	<10.5	v
28	108.1905	RV Capricorni	20 55 55	—15 37.1	+3.34	+0.23	9.2	10.1	ph
29	94.1901	YY Cygni	21 18 39	+41 58.1	+2.29	+0.25	8.8	9.5	v
30	166.1904	RZ Andromedae	23 5 3	+52 30.8	+2.66	+0.32	8.8	9.5	v
31	167.1904	SS Andromedae	23 7 1	+52 21.1	+2.67	+0.32	8.9	9.6	v
32	28.1906	RY Cassiopejae	23 47 10	+58 11.2	+2.95	+0.33	9.2	10.1(?)	v

Neue Veränderliche auf den Photographien der Harvardsternwarte entdeckt. Miss Henrietta S. Leavitt hat auf den mit dem Bruceteleskop aufgenommenen Photographien eine Anzahl veränderlicher Sterne entdeckt, deren Örter, Helligkeiten und Lichtveränderungen (R) wie folgt angegeben werden.[1])

Konstellation	R. A. 1900	Dekl. 1900	Max.	Min.	R.
	h m s	° ′			
Orion.	5 33 26	— 2 49.5	15.6	<16.4	0.8
Orion.	5 33 58	— 2 51.2	14.1	<16.4	2.3
Orion.	5 34 25	— 2 43.6	15.0	16.3	1.3
Orion.	5 34 38	— 2 24.1	14.5	16.0	1.5
Orion.	5 34 38	— 2 34.6	15.0	15.5	0.5
Orion.	5 34 40	— 2 46.2	14.4	16.0	1.6
Virgo.	13 50 20	—10 43.8	14.0	15.0	1.0
Virgo.	13 51 32	—12 4.3	13.0	14.0	1.0
Virgo.	13 58 49	— 9 31.2	13.0	14.0	1.0
Cygnus	20 40 29	+31 58.0	14.1	14.7	0.6
Cygnus	20 42 27	+30 36.2	14.2	15.0	0.8
Cygnus	20 42 42	+31 23.9	13.6	14.3	0.7
Cygnus	20 43 8	+30 50.4	12.6	14.1	1.5
Cygnus	20 43 30	+31 21.8	13.8	14.9	1.1
Cygnus	20 44 0	+32 42.5	14.0	14.9	0.9
Cygnus	20 44 56	+31 28.8	10.5	12.5	2.0
Cygnus	20 47 21	+33 25.9	12.0	<15.5	3.5
Cygnus	20 47 41	+31 46.2	12.9	16.0	3.1
Cygnus	20 50 18	+30 14.0	11.5	13.7	2.2
Cygnus	20 52 5	+33 19.1	13.4	15.3	1.9
Cygnus	20 52 6	+32 23.2	14.1	<16.5	2.4
Cygnus	20 52 59	+30 56.8	12.5	15.5	3.0
Cygnus	20 53 8	+32 49.6	13.0	15.2	2.2
Cygnus	20 59 17	+32 40.0	12.5	13.7	1.2
Cygnus	21 45 8	+29 40.0	13.0	14.4	1.4

Dieselbe hat ferner in Carina auf die gleiche Weise[2]) folgende Veränderliche entdeckt:

R. A. 1900	Dekl. 1900	Max.	Min.	R.
h m s	° ′			
10 17 18	—61 14.5	12.8	15.5	2.7
10 18 26	—60 38.6	13.5	14.5	1.0
10 24 38	—58 50.3	8.8	9.6	0.8
10 30 49	—57 30.2	13.5	14.0	0.5
10 31 17	—60 11.5	13.6	16.0	2.4
10 31 38	—58 35.1	12.0	13.3	1.3
10 32 38	—60 29.5	8.6	9.8	1.2
10 32 49	—61 40.4	12.7	13.3	0.6
10 33 44	—58 29.3	12.8	13.6	0.8
10 35 1	—60 18.6	11.9	14.2	2.3
10 40 36	—57 2.6	8.0	8.9	0.9

[1]) Harvard College Observatory. Circular Nr. 107.
[2]) Harvard College Observatory. Circular Nr. 115.

R. A. 1900	Dekl. 1900	Max.	Min.	R.
h m s	° ′			
10 40 58	—57 46.3	13.0	13.9	0.9
10 44 31	—60 7.7	12.5	13.1	0.6
10 44 54	—59 31.9	13.0	13.9	0.9
10 47 37	—58 51.3	9.2	10.0	0.8
10 48 38	—59 59.7	10.6	11.4	0.8
10 49 2	—60 8.1	13.6	14.3	0.7
10 51 0	—58 31.3	11.7	13.7	2.0
10 54 11	—61 22.9	12.2	12.8	0.6
10 54 51	—58 32.8	10.7	13.0	2.3
10 56 20	—57 50.7	13.8	14.5	0.7
10 56 44	—58 15.5	14.0	15.0	1.0

Die Untersuchung der Photographien des H. Draper Memorial durch Madame Fleming vom Harvardobservatorium hat zur Auffindung von 17 neuen Veränderlichen und Sternen mit eigentümlichen Spektren geführt.[1]) Dieselben sind in folgendem Verzeichnisse aufgeführt.

Konstellation	R. A. 1900	Dekl. 1900	Größe	Spektrum	Beschreibung
	h m	° ′			
Cassiopeia .	1 32.4	+57 39	—	Pec.	Typus V. Helle Linien
Horologium	2 45.1	—59 28	—	Mc 5 d	Variabel. H 1201
Orion	5 19.6	+ 1 45	5.0	B Pec.	Hβ hell
Auriga . . .	5 48.9	+46 6	—	Pec.	Gasnebel Helle Linien
Gemini . . .	7 23.3	+21 7	—	Pec.	Typus IV
Sextans . . .	10 29.9	+ 0 11	—	—	Variabel. H 1202
Crater . . .	11 47.6	— 7 3	—	Mc 5 d	Variabel. H 1203
Corona . . .	15 45.2	+36 35	—	Md	Variabel. H 1204
Draco	17 55.6	+54 41	—	Md	Variabel. H 1205
Sagitta . . .	19 15.0	+17 2	—	Md?	Variabel. H 1206
Sagitta . . .	19 15.4	+17 5	—	—	Variabel. H 1207
Cygnus . . .	19 23.3	+47 9	—	Pec.	Typus V. Helle Linien
Aquila . . .	20 2.3	+12 39	—	Md	Variabel. H 1208
Cygnus . . .	20 5.8	+36 33	5.5	B Pec.	Hβ hell
Cygnus . . .	20 14.7	+34 3	—	Md	Variabel. H 1209
Cygnus . . .	20 24.7	+38 17	—	Pec.	Typus V. Helle Linien
Pegasus. . .	22 1.5	+33 1	—	—	Variabel. H 1210
Pegasus. . .	22 1.5	+33 1	—	Md	Variabel. H 1211
Pegasus. . .	22 16.6	+11 42	5.5	B Pec.	Hβ hell
Lacerta . . .	22 41.8	+54 33	—	Na	Typus IV
Lacerta . . .	22 51.9	+53 41	9.1	Na	Typus IV
Cassiopeia .	23 10.8	+59 55	9.0	Pec.	Typus V. Helle Linien
Andromeda.	23 33.8	+35 13	—	Na	Typus IV. Variabel H1212
Andromeda.	23 59.5	+43 0	—	Na	Variabel. H 1213.

Fünf Platten, die mit dem 24-zolligen Bruceteleskope und Exponierungen von ein bis vier Stunden erhalten wurden, und deren Zentrum am Himmel bei A. R. 3^h 40, D. + 23.5° liegt, lieferten nach der Untersuchung von ca. 150 000 Sternen (auf einer Fläche von fünf Quadratgrad) durch Miss Leavitt nur einen veränderlichen Stern. Die Plejaden befinden sich nahe dem Mittelpunkte der Platte.

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 111.

Dieser eine Veränderliche steht sehr im Gegensatze zu der großen Menge von Veränderlichen, die unter ähnlichen Verhältnissen in andern Teilen des Himmels entdeckt wurden. Eine Platte, in deren Mitte der Orionnebel steht, und die im vergangenen Winter (1905 bis 1906) mit 74 Min. Expositionsdauer aufgenommen wurde, lieferte beim Vergleiche mit einer frühern Platte zwei neue Veränderliche, während 17 andere, die bereits bekannt waren, ebenfalls wieder aufgefunden wurden. Die Gegend um das südliche Kreuz und den Kohlensack wurde auf 13 Platten untersucht mit dem Ergebnisse von 28 neuen Veränderlichen.[1]) Die folgende Tabelle enthält die Harvardnummer, die Konstellation, Rektaszension und Deklination, sowie die Maximalhelligkeit und die Größe der Lichtschwankung der neu entdeckten Veränderlichen.

Harvard Nr.	Konstellation	R. A. 1900	Dekl. 1900	Maximal-helligkeit	Helligkeits-schwankung in Größenklassen
		h m s	° ′		
1237	Taurus . . .	3 47 2	+25 14.9	12.0	3.0
1238	Orion . . .	5 26 4	— 3 28.0	12.5	0.9
1239	Orion . . .	5 30 44	— 4 49.8	14.0	0.6
1240	Crux	11 57 50	—63 10.2	10.8	5.2
1241	Crux	12 5 57	—63 52.7	10.8	2.7
1242	Crux	12 12 18	—61 12.3	13.1	1.1
1243	Crux	12 18 00	—60 2.7	12.5	1.5
1244	Crux	12 20 24	—60 57.2	13.4	3.0
1245	Crux	12 29 8	—64 0.8	12.8	1.7
1246	Crux	12 32 46	—63 48.1	14.2	2.8
1247	Crux	12 34 17	—60 52.2	15.0	1.0
1248	Musca . . .	12 35 19	—64 10.2	14.2	>2.8
1249	Crux	12 40 19	—61 17.2	11.4	0.8
1250	Crux	12 43 36	—61 13.5	15.0	1.0
1251	Musca . . .	12 45 26	—64 55.5	14.0	2.4
1252	Crux	12 48 22	—63 23.4	12.7	1.1
1253	Crux	12 51 15	—62 56.5	14.0	1.3
1254	Centaurus . .	12 52 6	—62 25.6	10.2	0.7
1255	Musca . . .	12 55 37	—64 5.4	8.5	0.4
1256	Musca . . .	12 56 39	—64 42.6	13.2	2.5
1257	Centaurus . .	12 57 13	—63 7.5	14.0	3.1
1258	Musca . . .	12 57 23	—64 15.1	13.4	1.2
1259	Centaurus . .	12 57 58	—60 14.0	11.5	1.5
1260	Musca . . .	12 59 21	—64 58.6	10.5	1.6
1261	Musca . . .	12 59 23	—64 45.6	14.7	>2.3
1262	Centaurus . .	13 6 26	—62 52.0	11.5	1.0
1263	Centaurus . .	13 7 9	—63 37.1	8.8	1.6
1264	Centaurus . .	13 9 47	—62 30.7	12.3	1.2
1265	Centaurus . .	13 13 2	—62 24.1	12.9	1.3
1266	Centaurus . .	13 15 39	—60 47.1	10.4	4.0
1267	Musca . . .	13 18 16	—64 8.4	10.5	>3.5

[1]) Harvard College Observatory. Circular Nr. 120.

Der Veränderliche 1263 gehört dem Algoltypus an, und seine Periode beträgt 2.478 71 Tage. Der Veränderliche 1255 ist ein solcher von kurzer Periode(0.937 96 Tag) gehört jedoch nicht zum Algoltypus.

Endlich hat Miss Leavitt durch Untersuchung von Platten, die 1905 aufgenommen worden sind, noch 36 neue Veränderliche auf einer Fläche des Himmels von etwa 30 Quadratgrad, deren Mitte bei A. R. = 12^h, D. = — 60° liegt, entdeckt.[1]) Sie sind in der folgenden Tabelle enthalten.

Konstellation	R. A. 1900	Dekl. 1900	Max.	Min.	Schwankung
	h m s	° ′			
Carina	9 26 29	—73 6.3	9.0	<10.0	1.0
Carina	10 12 30	—59 42.9	9.2	10.3	1.1
Carina	10 16 56	—59 57.0	9.8	10.5	0.7
Carina	10 23 14	—59 9.7	9.4	10.3	0.9
Carina	10 25 26	—57 6.2	8.0	9.0	1.0
Carina	10 28 30	—61 16.1	8.8	9.8	1.0
Vela	10 40 54	—55 45.8	8.4	9.4	1.0
Carina	10 50 12	—61 30.5	9.0	9.7	0.7
Carina	10 53 22	—64 35.9	9.0	10.0	1.0
Carina	10 58 19	—63 43.4	9.3	10.0	0.7
Carina	11 0 7	—60 26.3	8.8	9.6	0.8
Carina	11 5 23	—58 17.8	7.	8.	1.
Centaurus	11 5 29	—51 56.9	9.8	10.7	0.9
Centaurus	11 6 34	—47 18.0	8.7	9.6	0.9
Centaurus	11 26 31	—50 53.2	9.2	10.2	1.0
Centaurus	11 34 57	—47 24.5	9.1	10.0	0.9
Centaurus	11 36 10	—57 6.3	9.8	13.0	3.2
Centaurus	11 36 14	—62 8.4	8.7	9.5	0.8
Musca	11 39 49	—66 45.0	8.7	9.7	1.0
Centaurus	11 41 42	—61 20.2	10.6	<11.4	0.8
Centaurus	11 43 5	—60 0.5	8.8	9.8	1.0
Musca	11 47 24	—64 50.8	9.4	10.3	0.9
Centaurus	11 49 8	—53 36.7	9.8	10.5	0.7
Crux	12 6 42	—58 13.6	8.7	9.3	0.6
Centaurus	12 7 51	—49 39.0	9.1	10.0	0.9
Centaurus	12 12 30	—49 10.8	8.8	11.4	2.6
Centaurus , . . .	12 15 52	—48 39.3	8.3	10.2	1.9
Crux	12 35 41	—59 14.7	8.5	9.4	0.9
Centaurus	12 37 37	—53 58.8	9.4	<11.0	1.6
Crux	12 40 32	—58 34.6	8.5	9.0	0.5
Centaurus	13 3 10	—59 42.9	9.4	10.5	1.1
Centaurus	13 27 6	—63 32.4	9.5	10.5	1.0
Centaurus	13 33 45	—57 6.4	7.6	8.7	1.1
Centaurus	13 35 3	—61 15.8	9.8	10.8	1.0
Centaurus	13 43 50	—58 0.3	8.0	8.9	0.9
Centaurus	13 44 21	—59 54.7	9.7	10.7	1.0

Von diesen Veränderlichen gehören sechs zum Algoltypus, doch sind noch fernere Aufnahmen erforderlich, um den Lichtwechsel derselben genau zu bestimmen.

[1]) Harvard College Observatory. Circular Nr. 122.

Photographisch-photometrische Untersuchungen über den Lichtwechsel veränderlicher Sterne. Die Untersuchungen, welche vor einigen Jahren Prof. Schwarzschild über den veränderlichen Stern η im Adler angestellt hat, führten zu dem Ergebnisse, daß die Schwankung der photographischen (aktinischen) Strahlung dieses Sternes erheblich größer ist als die optischen Helligkeitsschwankungen.[1]) Der Stern schwankt nach der photographischen Lichtkurve um 1.29 Größenklasse, gemäß der optischen nur um 0.67 Größenklasse. Später hat Dr. Wirtz gezeigt, daß bei dem Veränderlichen δ im Cepheus die photographische Lichtschwankung die optische ebenfalls bedeutend übertrifft,[2]) und ähnliches fand er auch für den Veränderlichen ζ in den Zwillingen. Diese drei Sterne sind spektroskopische Doppelsterne. Die photographischen Aufnahmen zur Bestimmung der Helligkeit geschahen so, daß der Stern etwas außerhalb des Brennpunktes des photographischen Fernrohres aufgenommen wurde, wodurch die Ausmessung der (vergrößerten) Sternscheibchen sicherer wird. Dr. Wirtz hat die von Prof. Schwarzschild zuerst eingeführte Messungsmethode der photographischen Helligkeiten der Sterne vervollkommt, doch blieb noch vieles zu wünschen übrig. Seitdem hat Dr. A. Wilkens, auf dem von Dr. Wirtz gezeigten Wege fortschreitend, dessen Messungsmethode verbessert und mit dem Astrographen der v. Kuffnerschen Sternwarte Versuche zu möglichst genauer, absoluter Bestimmung der photographischen Sterngrößen und des Verhältnisses der photographischen zur optischen Größe der Lichtschwankung einiger Veränderlichen angestellt. Aus seiner bezüglichen Darlegung[3]) möge über den letzten Teil der Untersuchung das Wichtigere hier Platz finden.

Es lag nahe, bemerkt Dr. Wilkens, die Untersuchung zunächst auf solche Variable auszudehnen, die demselben Typus wie η Aquilae angehören. Die charakteristischen Eigenschaften dieses Typus mit η Aquilae als Hauptrepräsentanten bestehen bekanntlich darin, daß der Lichtwechsel erstens kurzperiodisch, zweitens unsymmetrisch ist, indem die Zeitintervalle für die Helligkeitszu- und -abnahme verschieden sind, und daß der Lichtwechsel drittens auf dem Wege vom Hauptmaximum zum Hauptminimum eine Reihe sekundärer Schwankungen aufweist, die in der Lichtkurve in sekundären Maxima und Minima zum Ausdrucke kommen. Sechs mit diesen Eigenschaften behaftete Variable sind in die vorliegenden Untersuchungen aufgenommen worden.

Es sind folgende:

1. S U Cygni. Aus den Untersuchungen des Lichtwechsels dieses kurzperiodischen Veränderlichen durch die Entdecker, Müller

---

[1]) Sirius 1900. p. 74—77.
[2]) Sirius 1901. p. 128—131.
[3]) Astron. Nachr. Nr. 2124.

und Kempf, geht hervor, daß das Anwachsen der Helligkeit außerordentlich viel schneller als die Abnahme erfolgt. Die Zeit des Anstiegs vom Hauptminimum bis zum Hauptmaximum, beträgt nur 0.9 Tage, die des Abstiegs dagegen 2.9 Tage. Ferner ist $1^3/_4$ Tage nach dem Maximum ein Stillstand in der Lichtabnahme angedeutet, was in der Lichtkurve zu einem Buckel Anlaß gibt, so daß für SU Cygni die charakteristischen Merkmale des η Aquilaetypus vorliegen.

Die photographischen Aufnahmen fanden statt in der Zeit vom 3. Juni bis 18. September 1905. In Übereinstimmung mit dem optischen Verhalten des Sternes fand sich, daß die Lichtkurve zum η Aquilaetypus gehört, indem die Zunahme nur 1.1, die Abnahme aber 2.7 Tage, beträgt und sekundäre Schwankungen auftreten. Nach Müller und Kempf, deren Angaben von Pickering bestätigt sind, beträgt die optische Schwankung der Helligkeit des Veränderlichen 0.80 Größenklasse, die photometrische dagegen gemäß den Messungen von Dr. Wilkens 1.15 Größenklasse. Die blaue Strahlung hellt sich also während des Lichtwechsels nahezu anderthalbmal so stark auf wie die gelbe Strahlung.

2. X Cygni. Dieser kurzperiodische Veränderliche (7437 in Chandlers Third Catalogue) gehört wie S U Cygni dem η Aquilaetypus an. Die Lichtzunahme erfolgt in 6.2 Tagen, die Abnahme dagegen in 10.2 Tagen, und zwar mit Auftreten sekundärer Anschwellungen. Nach Luizet, der die vorstehenden Angaben bestätigt hat, soll die Lichtänderung ferner während zweier Tage in der Nähe des Minimums verschwinden, d. h. es soll die Lichtkurve an dieser Stelle abgeplattet sein.

Wie S U Cygni wurde auch X Cygni an sieben gleichzeitig mit ihm auf der Platte erscheinende Sterne angeschlossen.

Die Größendifferenzen dieser Sterne wurden nach der absoluten Methode bestimmt. Die Aufnahmen erfolgten an neun Abenden, und zwar war die Dauer der Expositionen 1, 3, 5 und 12 Minuten bei freier Öffnung und 12 Minuten bei abgeblendetem Objektiv.

Die aus diesen Daten gewonnene photographische Lichtkurve ergibt, in genauer Übereinstimmung mit den visuellen Beobachtungen, für die Dauer des Anstiegs der Helligkeit 6.2 Tage und für die Dauer des Abstiegs 10.2 Tage. Dagegen zeigen sich auf dem abfallenden Aste der Lichtkurve keine sekundären Anschwellungen. Nach den Untersuchungen von Sperra beträgt nun die optische Amplitude des Lichtwechsels 0.7 Größenklasse, nach Dunér 1.3 und an anderer Stelle ebenfalls nach Dunér 1.2, so daß sich im Mittel 1.0 Größenklasse ergibt, und zwar in Übereinstimmung mit den neuern Messungen am Meridianphotometer durch Pickering, der 1.01 Größenklasse als Schwankung findet. Da die von Wilkens gefundene photographische Amplitude 1.80 Größenklasse beträgt, so ist das Verhältnis beider 1 : 1.8.

3. T Vulpeculae. Dieser kurzperiodische Variable gehört gemäß den Angaben der Beobachter dem η Aquilaetypus an. Nach André dauert der Anstieg der Helligkeit 1.4, der Abstieg 3.0 Tage, nach Terkan 2.0, resp. 2.4 Tage. Da in der direkten Umgebung von T Vulpeculae keine passenden Vergleichsterne vorhanden waren, so wurde T Vulpeculae an die nur 8° von ihm entfernte Vergleichssterngruppe von X Cygni angeschlossen.

Die Beobachtungen umfassen die Zeit vom 9. Juli bis 18. September 1905. Gemäß denselben umfaßt der Anstieg der Helligkeit 1.2, die Abnahme 3.2 Tage, die sekundären Anschwellungen bedürfen wohl noch weiterer Bestätigung. Für die Amplitude des Lichtwechsels ergibt sich 1.20 Größenklasse; die visuellen Beobachtungen von Chandler, Luizet, Sawyer und Yendell ergeben in guter Übereinstimmung mit den neuern Messungen von Terkan für die optische Amplitude 0.84 Größenklasse. Die Messungen am Meridianphotometer durch Pickering ergaben weniger, nämlich 0.60 Größenklasse.

Wilkens findet als Mittelwert für das Verhältnis der photographischen zur optischen Schwankung des Lichtes 1.5.

4. S Sagittae. Dieser Veränderliche ist einer der bestausgeprägten Repräsentanten des η Aquilaetypus. Nach schnell erfolgtem Anstiege der Helligkeit bis zum Hauptmaximum führt der Lichtwechsel eine intermediäre Schwankung aus, die in der Kurve in einem deutlichen Buckel zum Ausdrucke kommt; auch Wilkens photographische Helligkeitsmessungen beweisen diese charakteristische Eigenschaft, trotzdem die Messungen nicht sehr zahlreich, dafür aber sehr genau sind.

Die photographische Schwankung des Lichtwechsels ergab sich zu 1.30 Größenklassen. Eine ausführliche Diskussion der visuellen Messungen von Gore, Yendell, Sawyer, Pickering und Luizet durch letztern ergibt als Wert der optischen Schwankung 0.84 Größenklasse; neuere Messungen durch Pickering und Terkan ergeben einen geringern Wert, und zwar findet ersterer 0.63 und letzterer 0.57 Größenklasse. Jedenfalls ist aber die optische Schwankung geringer als die photographische.

Wilkens nimmt 0.77 Größenklasse als definitiven Wert der optischen Schwankung und findet damit für das Verhältnis der photographischen zu dieser 1.69.

5. U Vulpeculae. Dieser Variable gehört nach den Untersuchungen der Entdecker, Müller und Kempf, zum ζ Geminorumtypus. Die optische Lichtzunahme wie -abnahme soll in derselben Zeit erfolgen, eine Einbiegung der Lichtkurve ist von Müller und Kempf nicht bemerkt worden. Aus Wilkens' Aufnahmen ergibt sich dagegen, daß der absteigende Ast der photographischen Lichtkurve mit einem Buckel behaftet ist, so daß U Vulpeculae, wenigstens was den Lichtwechsel der blauen Strahlung angeht, eher zum η Aquilae- als zum ζ Geminorumtypus zu gehören scheint. Da U Vul-

peculae ein ausgesprochen gelber Stern ist, so war von vornherein auf ein geringes aktinisches Strahlungsvermögen zu schließen, und in der Tat folgt aus den Aufnahmen, daß die photographische Größe des Variabeln zwischen 8.4 und 9.5 schwankt, während die visuelle Größe zwischen 6.9 und 7.6 eingeschlossen ist. Deswegen waren für diesen Veränderlichen, zumal mit Rücksicht auf die extrafokalen Aufnahmen, längere Expositionen erforderlich. Es wurden durchschnittlich zwei Expositionen vorgenommen mit einer Dauer von 7 und 15 Minuten.

Das Verhältnis der photographischen zur optischen Amplitude des Lichtwechsels fand sich gleich 1.6.

6. d Serpentis. Nach den Angaben von Yendell soll dieser Variable die kurze Periode von 8.7 Tagen haben, ferner soll das Anwachsen der Helligkeit etwas über 2 Tage, die Abnahme etwas über 6 Tage betragen, und 4.4 Tage nach dem Hauptminimum soll ein Nebenminimum auftreten. Der Stern würde hiernach dem η Aquilaetypus angehören und ist aus diesem Grunde photographisch von Wilkens verfolgt worden. „Die Vermutung über das Verhalten der photographischen zur optischen Amplitude des Lichtwechsels hat sich aber in diesem Falle nicht bestätigt, vielmehr ergeben die Messungen an den Aufnahmen von 30 Platten, daß d Serpentis photographisch überhaupt als unveränderlich zu betrachten ist. Dieses Resultat ist in Übereinstimmung mit den visuellen Messungen am Meridianphotometer durch Pickering, der ebenfalls keine merklichen Helligkeitsschwankungen an d Serpentis wahrgenommen hat und d Serpentis für unveränderlich hält."

Nach Ableitung der wesentlichen Ergebnisse seiner Untersuchungen hat Dr. Wilkens die Vergleichssterne und Variabeln zur Einreihung in das gebräuchliche Größenklassensystem an die Plejaden angeschlossen, deren photographische Größen durch die Untersuchungen Schwarzschilds sehr genau bekannt sind.

Auf diese Weise findet er folgende Grenzwerte der Helligkeitsschwankungen der genannten Veränderlichen:

	photogr.	visuell
SU Cygni	7.1—8.3	6.6—7.4
X Cygni	7.3—9.0	6.2—7.3
T Vulpeculae	6.3—7.5	5.4—6.2
S Sagittae	6.4—7.7	5.7—6.4
U Vulpeculae	8.4—9.5	6.9—7.6

„Alle Variabeln sind also photographisch bedeutend schwächer als optisch; nur bei S U Cygni liegt der hellste Punkt des photographischen Lichtwechsels innerhalb des Bereiches der optischen Strahlung, aber doch noch hart an dessen Grenze, sonst spielt die photographische Lichtschwankung bei keinem der andern Variabeln in den Bereich des optischen Lichtwechsels hinein."

Zum Schlusse seiner Untersuchungen geht Dr. Wilkens noch kurz auf die wahrscheinliche Ursache des Lichtwechsels der Sterne vom obigen Typus und des stärkern Aufhellens der blauen gegenüber der gelben Strahlung ein. „Klinkerfues hat zuerst die Hypothese aufgestellt, daß die Lichtschwankung dieser Sterne auf den Ebbe- und Fluterscheinungen einer absorbierenden Atmosphäre beruhe; unter Hinzuziehung der Annahme, daß die Atmosphären jener Sterne wie die Erdatmosphäre eine weit stärkere Absorption der blauen als der gelben Strahlung vornehmen, scheint eine ungezwungene Erklärung des Übergewichts der Amplitude der blauen über die gelbe Strahlung des Lichtwechsels zu folgen. Indessen macht Schwarzschild im Falle des von ihm untersuchten Lichtwechsels von η Aquilae darauf aufmerksam, daß die Phasen des Lichtwechsels im Verhältnis zur Perihellage und Stellung des die Gezeitenerscheinungen bewirkenden Begleiters in seiner Bahn so eigentümlich sind, daß die Klinkerfuessche Hypothese doch noch zu Bedenken Anlaß gibt. Über die oben untersuchten Variabeln liegen noch keine spektroskopischen Beobachtungen vor, so daß eine Vergleichung des Lichtwechsels mit der Bahnbewegung und Perihellage des Begleiters vorläufig nicht möglich ist.“

Die Helligkeit der Nova in den Zwillingen 1903 ist von Prof. Barnard vom letzten Drittel des März bis zum November jenes Jahres beobachtet worden.[1]) Der Stern war zuerst rot, doch schwand die Färbung allmählich vollständig. Anfangs war die Nova in der gleichen Stellung des Okulars wie jeder andere Stern am schärfsten, aber in der letzten Hälfte des April schien es Prof. Barnard, daß der Stern am schärfsten sich darstellte, wenn das Okular etwas über die Stellung hinausgezogen wurde, in welcher gewöhnlich Fixsterne das schärfste Bild zeigen. Am 31. August zeigt die Nova etwas nebeliges Aussehen. Am 21. September erschien sie bei 700 facher Vergrößerung am deutlichsten, wenn das Okular etwas weiter ausgezogen wurde als bei andern Sternen, und zwar im Vergleiche mit einem Sterne 10. Größe um 0.29 Zoll. Als Prof. Barnard am 30. März die schärfste Einstellung für die Nova ausprobierte, fand er zu seiner Überraschung, daß dies für zwei verschiedene Stellungen des Okulars stattfand. In der einen erschien die Nova von einem schwachen rötlichen Halo umgeben, in der andern mit einem graublauen Halo von 4.8″ Durchmesser, während der Stern selbst rötlich war und ein Scheibchen von 0.1″ Durchmesser zeigte. Am 6. April war das rötliche Bild noch sichtbar, aber weniger auffällig, am 27. August dagegen völlig verschwunden. Eine 1903 Februar 21 von Parkhurst an einem zweifüßigen Reflektor aufgenommene Photographie der Gegend, in der später die Nova sichtbar wurde, zeigt äußerst nahe

[1]) Sirius 1903. p. 155 u. 206.

bei dem Orte derselben ein sehr lichtschwaches Sternchen, von dem man annahm, daß es tatsächlich die Nova vor ihrem Aufleuchten sei. Als letztere indessen wieder an Helligkeit abgenommen hatte, sah Prof. Barnard am 1. September 1904 das kleine Sternchen dicht neben ihr, womit also bewiesen ist, daß die Nova nicht damit identisch ist und am 21. Februar 1903 lichtschwächer war als dieses. Was die Helligkeit der Nova anbelangt, so gibt Prof. Barnard dafür eine Reihe von Schätzungen. Gemäß diesen war der Stern 1903 am 27. März 8. Größe, am 3. April 9. Größe, am 18. Mai 10. Größe, am 31. August etwa 12. Größe, im Dezember 12.3 Größe, 1904 im April und Mai 12.1 Größe, in der ersten Hälfte des Oktober 13.6 Größe, Ende November 14.4 Größe, 1905 im November und Dezember 14.7 Größe, am 27. Februar 1906 14.8 Größe. Nachdem erschien die Nova nur wenig heller als der oben erwähnte Stern dicht neben ihr, und bei schlechter Luft vermischt sich ihr Licht mit diesem. Die Vergleichung der Position der Nova mit einer Anzahl benachbarter Sterne ergab für Prof. Barnard die Überzeugung, daß sie völlig unbeweglich blieb und auch keine Spur einer jährlichen Parallaxe erkennen läßt.

Nova velorum. Die Untersuchung von photographischen Sternaufnahmen auf dem Hilfsobservatorium der Harvardsternwarte durch Miss Leavitt hat zur Entdeckung einer Nova geführt. Der Ort derselben am Himmel ist (für 1900) $AR = 10^h\ 58^m\ 20^s$, $D = -53°\ 50.9'$. Dieser Punkt liegt im Sternbilde des Schiffes Argo, und zwar in demjenigen Teile, der die Segel (Vela) bezeichnet. Der Stern steht 15″ südlich von einem Sternchen 15. Größe und folgt 2^s in Rektaszension auf dasselbe. Wegen des kleinen Maßstabes der Platten waren Messungen der Positionen und Helligkeiten der Nova schwierig. Die Nova findet sich nicht auf irgend einer Aufnahme vor dem 5. Dezember 1905, aber seit diesem Datum auf 14 spätern Platten. Die letzte Platte vor dem Auftauchen der Nova war am 12. Juli 1905 von diesem Teile des südlichen Himmels genommen worden, und auf ihr sind Sterne 11.5 Größe sichtbar. Die seitdem gemachten Aufnahmen sind in folgender Tabelle aufgeführt, welche die Zeit der Aufnahme (Jahr, Monat, Tag), die Expositionsdauer in Minuten und die Helligkeit der Nova enthält.

Datum				
Jahr	Monat	Tag	Exposition	Helligkeit
1905	7	12	60	<11.5 Größe
1905	12	5	62	9.72 „
1906	1	26	60	9.71 „
1906	1	30	63	9.98 „
1906	2	3	60	0.95 „
1906	3	17	75	9.80 „
1906	3	21	70	9.78 „
1906	3	26	485	9.80 „

Datum				
Jahr	Monat	Tag	Exposition	Helligkeit
1906	4	28	60	10.55 Größe
1906	4	30	60	10.42 „
1906	5	10	60	10.10 „
1906	5	12	60	10.15 „
1906	6	11	64	10.02 „
1906	6	13	65	9.80 „
1906	6	29	60	11.05 „
1906	7	2	60	<11.2 „

Die Anzahl der untersuchten Platten, auf denen die Nova nicht sichtbar, also schwächer als 11. Größe war, beträgt 127, und zwar reichen dieselben bis zum Jahre 1889 zurück. Zwei von diesen Aufnahmen wurden mit dem 24-zolligen Bruceteleskop und zwei andere mit dem 8-zolligen Bacheteleskop erhalten; sie zeigen Sterne bis zur 15. Größe, aber keine Spur der Nova. Auf 25 andern Platten sind Sterne bis 13.5 Größe dargestellt, aber ebenfalls ohne Andeutung der Nova. Diese letztere erlitt beträchtliche Lichtschwankungen während der Zeit, daß sie beobachtet wurde, und Prof. Edward Pickering hält es nicht für ausgeschlossen, daß sie wieder heller wird, so daß ihr Spektrum photographiert werden kann. Sollte aber dieser Fall auch nicht eintreten, so kann doch kein Zweifel sein, daß es sich um eine wirkliche Nova handelt.[1])

Die Entdeckung und Vermessung von 350 neuen Doppelsternen veröffentlicht R. G. Aitken[2]). Sie führen die Katalognummern A 901 bis 1250. Unter ihnen haben 267 Distanzen des Begleiters von weniger als 2″, bei 31 ist die Distanz kleiner als 0.25″, bei neun erreicht sie etwa 5″. Bei elf Sternen des Verzeichnisses finden sich nähere Begleiter zu Struveschen Doppelsternen, bei vier nähere Begleiter zu Herschelschen Doppelsternen.

Neu aufgefundene Doppelsterne, J. E. Espin gibt das folgende Verzeichnis der von ihm entdeckten Doppelsterne.[3]) In demselben bezeichnet Nr. die fortlaufende Nummer, B. D. die Bezeichnung des Sternes in der Bonner Durchmusterung, R. A. und D. gelten für 1900, P. ist der Positionswinkel, D. die Distanz in Bogensekunden. M. bezeichnet die Größenklasse des Hauptsternes und seines Begleiters. In der letzten Kolumne ist das Datum der Messungen in Jahren und Bruchteilen derselben angegeben.

---

[1]) Harvard College Observatory. Circular Nr. 121.
[2]) Lick Obs. Bulletin Nr. 93.
[3]) Monthly Notices Royal Astron. Soc. 66. Nr. 4. January 1906. p. 146; May 1906. p. 430.

Nr.	B. D.	R. A. 1900	Dekl. 1900	P.	D.	M.	Datum
	°	h m	° ′	°	″		
222	+38. 46	0 20.6	+38 14	152.5	5.30	8.6 9.5	1905.89
223	—	41.5	38 15	262.5	3.82	9.5 9.5	1905.83
224	37. 130	41.8	38 5	344.8	10.56	8.6 13.7	1905.86
225	37. 138	42.8	38 6	250.9	6.49	9.0 14	1905.86
226	38. 144	49.9	38 27	282.4	6.10	9.0 12.5	1905.79
227	34. 293	1 34.6	34 17	78.1	3.76	9.3 9.8	1905.90
228	—	51.0	37 30	9.5	3.51	9.7 9.7	1905.79
229	37. 497	2 5.2	37 37	38.2	1.67	9.0 10.5	1905.87
230	—	8.2	37 40	301.6	2.86	9.3 9.9	1905.87
231	37. 606	35.6	37 59	81.1	3.95	8.7 9.5	1905.83
232	39. 654	46.6	39 29	188.8	2.30	8.7 9.6	1905.94
233	34. 722	3 37.4	35 0	80±	4 ±	8.6 12.0	1905.87
234	33. 710	39.0	33 34	f	5 ±	9.3 12.0	1905.89
235	34. 732	41.4	34 44	271.3	2. 5	12.0 12.0	1905.89 BC
				227.1	35.01	A = 8.7	1905.88 AB
236	34. 744	44.0	34 22	352.8	4.96	9.3 9.6	1905.90
237	33. 757	54.6	33 58	117.8	6.65	9.0 10.0	1905.88
238	34. 809	59.4	34 22	sf	2 ±	9.3 9.5	1905.94
239	35. 856	4 16.5	35 59	—	4 ±	9.0 12.0	1905.87
240	39.1083	44.0	39 18	—	5 ±	9.5 11.0	1905.79
241	36.3293	18 48.0	36 41	69.8	2.03	9.1 10.7	1905.71
242	36.3730	19 46.4	36 28	22.1	2.22	9.5 10.0	1905.85
243	34.3844	58.2	35 6	294.7	4.78	9.0 10.2	1905.71
244	34.3934	20 10.6	35 7	129.6	40.72	7.5 11.5	1905.69 AB
				14.1	5.00	C = 12.0	1905.69 BC
				306.0	4.74	D = 13.2	1905.69 CD
245	39.5215	26.5	39 47	160.3	4.76	9.4 9.5	1905.79
246	38.4133	27.9	38 11	8.2	6.21	9.0 11.5	1905.75 AB
				355.4	10.93	10.5	1905.72 AC
247	36. 416	32.6	36 30	147.9	5.49	8.8 10.2	1905.82
248	36.4173	36.1	36 42	2.0	5.50	9.0 13.0	1905.94
249	33.4031	44.0	34 2	22.3	5.41	9.0 10.0	1905.80
250	36.4287	48.2	36 22	87.6	4.26	9.2 12.5	1905.86
251	36.4352	54.8	36 21	142.9	6.32	8.7 9.3	1905.88
252	36.4442	21 6.2	37 0	170.2	3.49	8.7 9.5	1905.75
253	37.4207	6.7	37 12	22.3	3.46	8.9 9.6	1905.75
254	37.4210	7.0	38 4	330.3	2.39	8.8 9.1	1905.75
255	39.4473	7.1	40 7	33.0	4.89	8.9 11.7	1905.84
256	39.4481	9.0	40 7	280.5	4.34	9.5 9.7	1905.84
257	38.4397	9.1	38 32	323.1	5.80	8.0 12.0	1905.91
258	35.4543	25.5	35 59	355.3	4.02	9.3 12.0	1905.87 BC
				203.3	25.41	A = 9.0	1905.83 AB
259	38.4522	28.2	38 22	321.9	2.80	9.2 9.5	1905.93
260	38.4525	28.5	38 35	280.8	5.63	9.0 13.0	1905.85
261	39.4695	48.2	39 52	162.5	4.67	9.2 9.2	1905.96
262	36.4884	22 32.4	37 9	162.2	5.16	8.7 10.5	1905.78
263	40.4860	32.4	40 38	245.8	9.30	8.9 14.0	1905.84
264	40.4862	33.0	40 30	356.4	8.54	8.6 12.5	1905.84
265	32.4501	39.3	33 6	1.4	8.49	8.8 9.3	1905.93
266	39.4958	48.8	39 48	84.8	13.75	8.0 10.7	1905.86
267	—	23 25.8	38 57	174.0	2.21	9.6 11.0	1905.86
268	39.5161	41.9	39 59	266.3	4.23	8.5 10.0	1905.79
—	40.5150	43.1	40 33	215.5	26.78	7.9 8.4	1905.94

Nr.	B. D.	R. A. 1900	Dekl. 1900	P.	D.	M.	Datum
	°	h m	° '	°	''		
269	40.5153	44.0	40 46	216.3	6.64	8.8 11.0	1905.79
				139.8	15.42	C = 13	1905.79
—	40.5167	48.0	40 48	145.4	50.98	6.5 8.8	1905.94
270	35. 436	2 10.4	+36 0	358.8	2.95	9.2 12.0	1906.98 BC
				343.7	42.35	—	1906.98 AB
271	34. 459	26.7	34 48	66.4	1.26	9.5 10.0	1906.79
272	35. 551	40.2	35 54	77.0	3.55	9.1 10.5	1906.83
273	34. 633	3 16.7	35 0	356.4	2.81	9.1 9.1	1906.09
274	—	22.1	35 37	142.4	3.18	9.3 9.4	1906.11
275	36. 737	36.3	36 49	297.9	3.41	9.3 10.2	1906.13
276	37. 819	37.3	37 40	282.8	7.81	8.0 13.8	1906.14
277	34. 741	43.8	34 31	289.7	7.40	10.0 14.0	1906.09 BC
				142.5	30.24	A = 7.0	1906.09 AB
278	39. 937	4 2.4	39 54	168.8	1.98	7.7 9.2	1906.14
279	34. 866	15.9	35 1	242.6	3.24	9.2 11.2	1906.82
280	39.1201	5 4.9	39 49	302.8	3.19	9.0 10.5	1906.14
281	40.1254	13.5	40 13	215.4	2.29	9.0 9.6	1906.14
282	—	21.7	33 44	114.6	1.99	9.1 10.3	1906.09
283	39.1407	39.9	39 56	S.	2 ±	9.5 9.8	1906.13
284	37.1345	46.5	37 24	184.4	4.73	9.0 11.0	1906.07
285	38.1375	59.6	38 55	167.4	2.33	9.0 9.3	1906.15
286	39.1550	6 6.9	39 45	64.0	2.83	9.0 9.5	1906.15
287	37.1476	12.6	37 21	255.5	6.05	9.0 12.5	1906.15
288	39.1600	14.9	39 11	148.9	4.40	9.0 9.3	1906.16 AB
				273.8	13.42	C = 12.0	1906.16 AC
289	39.1825	55.9	39 6	98.9	1.97	9.4 9.7	1906.18
290	36.1606	7 14.4	36 55	312.4	4.74	9.2 10.0	1906.10
291	32.1667	56.4	32 17	343.4	7.12	8.5 10.2	1906.19
292	38.3876	8 4.9	38 24	165.7	2.50	8.5 9.1	1906.18
293	32.1705	10.5	32 34	214.6	4.76	9.0 9.4	1906.22
294	36.1873	42.8	36 31	162.5	1.70	9.0 9.2	1906.11
295	35.1874	42.8	35 21	306.8	3.58	9.1 11.5	1906.74
296	36.1932	9 6.2	36 47	123.3	1.83	11.5 12.5	1906.13 BC
				174.2	19.88	A = 8.2	1906.13 AB
297	39.2241	18.9	39 11	40.1	3.60	8.6 10.7	1906.15
298	39.2242	19.4	+39 2	308.7	7.89	8.8 11.2	1906.17 AB
				169.9	3.71	10.0 11.0	1906.17 CD
				318.9	92.17	—	1906.17 AC
299	35.2017	25.8	34 56	217.1	4.78	11.2 11.5	1906.26 BC
				360.0	55.87	A = 9.0	1906.26 AB
300	35.2021	27.6	35 36	142.4	2.04	9.2 10.3	1906.27
301	40.2245	36.5	40 45	236.4	4.23	8.7 10.7	1906.19
302	37.2077	10 20.6	36 58	348.4	2.63	9.2 10.7	1906.17
303	31.2212	53.3	31 10	201.4	7.56	9.0 11.0	1906.29
304	39.2399	55.0	39 1	89.1	5.65	9.2 10.5	1906.19
305	35.2230	11 12.0	35 1	31.8	3.83	9.1 9.5	1906.26
306	39.2458	33.0	39 18	341.0	6.76	8.0 11.2	1906.25
307	39.4291	12 0.1	39 24	358.7	4.74	8.0 13.3	1906.29
308	32.2343	13 16.5	32 30	292.2	7.06	9.1 9.1	1906.28
309	32.2381	39.9	32 4	133.9	1.88	9.2 9.5	1906.29
310	32.2382	40.2	31 57	nf	5 ±	9.2 11.0	1906.27
311	35.2619	14 50.2	+34 52	288.5	3.76	8.8 9.3	1906.28

Untersuchungen über das Doppelsternsystem 61 Cygni hat Östen Bergstrand ausgeführt.[1]) In seiner Abhandlung hebt er einleitend hervor, daß die Kenntnis der Parallaxe dieses klassischen Systems, trotzdem sich zahlreiche Beobachter seit Bessel auf verschiedenen Wegen um die Bestimmung dieser Konstanten bemüht haben, nicht als vollkommen gesichert betrachtet werden kann, da die Werte in dem Zeitraume nach den ersten Bestimmungen von Bessel, C. A. F. Peters und Johnson sämtlich größer ausfielen, um gegen das Ende des vorigen Jahrhunderts merklich unter den Besselschen Wert zu sinken. Mit letzterm stimmen wieder die Ergebnisse der photographischen Messungen nahe überein, wenn man die nach den Untersuchungen von Jacoby und Davis nicht einwandfreien Bestimmungen von Pritchard ausschließt. Aus diesem Grunde schien die Anstellung weiterer Untersuchungen geboten; außerdem beabsichtigte aber der Verfasser, einen Beitrag zur Bestimmung der Eigenbewegung des Systems und der von Dunér und O. Struve untersuchten Krümmung der relativen Bahn des Begleiters zu liefern, sowie die von J. Wilsing aufgefundenen Abweichungen im Gange der scheinbaren Positionen von der parallaktischen Kurve einer Prüfung zu unterziehen.

Die Aufnahmen sind möglichst gleichmäßig über den Zeitraum von vier Jahren, von August 1899 bis September 1903, verteilt worden. Als Leitstern wurde während der Exposition der Platte 61_1 Cygni am optischen Fernrohre des Upsalaer Refraktors gehalten, dessen bei den Aufnahmen meist ziemlich stark abgeblendetes Objektiv einen Durchmesser von 33 *cm* und eine Brennweite von 4.36 *m* besitzt. Die vier bis acht Aufnahmen auf jeder Platte liegen in der Richtung des Deklinationskreises nebeneinander und entsprechen Expositionszeiten von 20 bis 180 Sekunden. Die Gesamtzahl von 115 Platten hat Verfasser nach Beschaffenheit der Bilder und nach Maßgabe ihrer Verteilung in bezug auf die verschiedenen Phasen der parallaktischen Verschiebung gesichtet und auf den 53 ausgewählten je vier Aufnahmen gemessen.

Prof. Wilsing hatte früher (1897) gefunden,[2]) daß der Unterschied zwischen den Werten der Parallaxe, die auf den Messungen der Abstände zweier Vergleichssterne beruhten, von denen der eine nahe in der Verlängerung der Verbindungslinie der Komponenten, der andere in der Richtung senkrecht auf derselben gelegen war, die Unsicherheit der Messungen beträchtlich überstieg. Weitere Kontrollmessungen führten zu dem allgemeinen Ergebnisse, daß der Betrag der Parallaxe, wenn Distanzen benutzt wurden, welche auf der Verbindungslinie der Komponenten senkrecht standen, 0.23″ nicht

---

[1]) Nova acta reg. soc. scient. Upsaliensis 1905. **1.** Nr. 3. Kritische Besprechung derselben von J. Wilsing in Vierteljahrsschr. d. Astron. Ges. 1906. p. 36, woraus oben der Text.

[2]) Publ. Astrophys. Obs. zu Potsdam **11.** p. 36.

erheblich überschreiten konnte. Hiernach durfte das Vorhandensein reeller Verschiebungen der Bilder periodischer Art vermutet werden, welche vom Positionswinkel der gemessenen Distanz abhängig sich mit den eigentlichen parallaktischen Schwankungen vermischten.

Die genaue Prüfung ergab, daß eine reelle Ungleichförmigkeit in der Bewegung des Sternes als wahrscheinlichste Ursache der Verschiebungen anzunehmen sei. Verschiedenes deutet darauf, daß diese Schwankungen Wirkungen der atmosphärischen Dispersion sein könnten, und die Diskussion der von Bergstrand angestellten Messungen hat nun gleichfalls das Vorhandensein periodischer Abweichungen nicht parallaktischer Art ergeben, welche durch die Wirkung der atmosphärischen Dispersion bedingt zu sein scheinen.

Als definitiven Wert, den seine Untersuchungen für die Parallaxe des Systems ergaben, findet Bergstrand $\pi = 0.2926'' \pm 0.0073''$. Prof. Wilsing findet, daß die Wirkung der Dispersion doch noch nicht so weit klargestellt sei, daß sich mit derselben die Wahl des vom Verfasser angenommenen kleinern Wertes für die Parallaxe theoretisch begründen ließe.

Die Bahn des Doppelsternes β 612. Der Ort dieses Sternes im Sternbilde der Jungfrau ist (für 1900) A R = $13^h\,33^m\,40^s$, D = $+11°$ 21. Derselbe wurde von Burnham 1878 mit dem 18-zolligen Refraktor zu Chikago als doppelt erkannt, bestehend aus zwei gleich hellen Sternen 6.2 Größe. Nur die größten Instrumente können die beiden Sterne getrennt zeigen. Schon 1892 fand Glasenapp, daß die Umlaufsperiode derselben etwa 30 Jahre betrage. Eine neue Bahnberechnung hat jetzt R. G. Aitken ausgeführt und dabei alle vorhandenen Messungen bis 1906 benutzt.[1]) Er findet folgende Bahnelemente:

$$\begin{aligned} P &= 34.4 \text{ Jahre} \\ T &= 1906.3 \\ e &= 0.27 \\ a &= 0.31'' \\ \omega &= 292.0° \\ \Omega &= 43.3 \\ i &= \pm 65.0 \end{aligned}$$

Für die scheinbare Bahn erhält er folgende Werte:

Halbe große Achse	0.60″
„ kleine „	0.27
Abstand des Sternes vom Zentrum	0.046
Positionswinkel der großen Bahnachse . . .	42.45°
„ des Periastrums	355.95

Spektrum des Sternes Plejone. Dieser Stern, einer der hellen Sterne der Plejadengruppe, ist seit 1888 auf dem Astrophysikalischen Observatorium zu Potsdam und ebenso auf der Harvardsternwarte

[1]) Lick Obs. Bulletin Nr. 101.

zu Cambridge spektroskopisch aufgenommen worden. Derselbe zeigte die hellen Wasserstofflinien sehr deutlich, nunmehr macht aber Prof. Edwin B. Frost die Mitteilung, daß auf seinen jüngst gemachten Aufnahmen mit dem vortrefflichen Brucespektrographen der Yerkessternwarte, diese hellen Linien verschwunden sind.[1]) Deren Sichtbarkeit war zuerst 1889 von Prof. E. C. Pickering als Ergebnis einer Untersuchung der Harvardplatten durch Miss Maury angekündigt worden.[2]) Platten, welche auf dem Potsdamer Observatorium 1891 und 1892 exponiert wurden, zeigen die hellen Linien ebenfalls sehr klar. Die Aufnahmen am Yerkesobservatorium fanden statt 1905 November 10, Dezember 4, Dezember 25, 1906 Januar 26, Januar 29, Februar 19. Prof Frost teilt ferner mit, daß nach Mitteilung von Prof. Pickering die Linie Hβ im Spektrum des Sternes 1888 Dezember und 1896 Dezember 31 hell erschien, und daß die Untersuchung von 22 Platten, die in 13 Nächten während des Herbstes 1896 aufgenommen waren durch Miss Canon keinerlei Variation in der Intensität der hellen Hβ-Linien auf diesen Platten erkennen ließ. Dagegen schreibt Prof. Pickering unter dem 20. Februar 1906: „Die Linie Hβ erscheint nicht mehr hell auf unsern Photographien von Plejone.“ Sie ist nicht zu sehen auf dem Abdrucke eines Negativs, welches 1906 Januar 30 mit dem nämlichen Apparate wie die frühern erhalten wurde. So ist also die Tatsache, daß die hellen Wasserstofflinien im Spektrum der Plejone verschwunden sind, und nur die dunklen Absorptionslinien allein sichtbar blieben, nicht zu bezweifeln. Weitere Aufnahmen des Spektrums dieses Sternes müssen zeigen, ob und welche Periodizität in diesem Vorgange sich ausdrückt. Jedenfalls ist dieser Stern den veränderlichen Sternen zuzuzählen, auch wenn eine Helligkeitsschwankung desselben nicht nachweisbar ist.

Das Spektrum von ε Pegasi ist von Dr. E. Haschek und Dr. K. Kostersitz nach einer ihnen eigentümlichen Methode untersucht worden[3]) an Negativen, die von der Lickssternwarte und dem Yerkesobservatorium stammten. Es ergaben sich dabei Unterschiede, welche die Genannten darauf führten, den Stern als veränderlich zu betrachten. Die Einzelheiten muß man im Originale nachlesen.

Veränderung im Spektrum von ζ Bootis. Eine merkwürdige Veränderung in diesem Spektrum haben H. Ludendorff und G. Eberhard auf dem Astrophysikalischen Observatorium konstatiert und berichten darüber.[4])

„Unter den Spektrogrammen,“ sagen beide Astrophysiker, „die

[1]) Astrophys. Journal 1906. p. 268.
[2]) Astron. Nachr. 1889. **123**. p. 95.
[3]) Sitzungsber. d. K. K. Akad. d. Wissensch. Wien. Mathem.-naturw. Klasse **114**. Abt. IIa Juli 1905. — Sirius 1906. p. 86 ff.
[4]) Astron. Nachr. Nr. 4067.

wir seit einigen Jahren mit dem am photographischen 32.5 *cm*-Refraktor des Astrophysikalischen Observatoriums angebrachten Spektrographen IV (drei Prismen) hergestellt haben, um die Radialgeschwindigkeiten einer Anzahl von Sternen zu bestimmen, befindet sich auch eine Aufnahme des Spektrums von ζ Bootis, welche Ludendorff 1905 Juni 3 angefertigt hat, und welche die erste ist, die wir von diesem Sterne erhalten haben. Leider wurde die Platte nicht mehr an demselben Abende entwickelt, so daß die merkwürdigen Erscheinungen, die das Spektrum des Sternes damals bot, erst bei der Entwicklung am nächsten Tage von Eberhard bemerkt wurden. Das Spektrum zeigte nämlich einige sehr auffallende, breite Emissionsbanden, so daß es eine gewisse Ähnlichkeit mit dem der neuen Sterne hatte. Das Wetter gestattete am nächsten Abende (Juni 4) keine neue Aufnahme, dagegen gelang eine solche Juni 5, die aber ebenso wie alle andern, welche wir seitdem von dem Spektrum von ζ Bootis erhalten haben, keine Spur der erwähnten Eigentümlichkeit verrät.

ζ Bootis ist ein Doppelstern, dessen Komponenten ziemlich gleich hell sind und zur Zeit unserer Beobachtungen einander so nahe standen, daß sie in dem 24 *cm*-Leitfernrohr des photographischen Refraktors nicht mehr getrennt werden konnten; nur bei guter Luft sah man, daß das Bild des Sternes länglich war. Das Spektrum, wie es der Spektrograph IV abbildet, rührt daher von beiden Komponenten zugleich her, und die von anderer Seite früher gemachten Beobachtungen beziehen sich ohne Zweifel auch auf das Gesamtspektrum beider Sterne. Der Draperkatalog ordnet das Spektrum in die Klasse A ein, Vogel in die Klasse Ia 2; Lockyer zählt den Stern zu den „Sirian Stars". Nirgends findet sich erwähnt, daß das Spektrum irgend eine besondere Eigentümlichkeit gezeigt hätte. Auf dem Potsdamer Observatorium finden sich im ganzen vier Aufnahmen des Spektrums aus frühern Jahren, von denen die erste 1895 Mai 6 von Wilsing mit dem Spektrographen D (geringe Dispersion) hergestellt worden ist. Diese Platte zeigt außer der Serie der Wasserstofflinien nur noch die Kalziumlinie λ 3934, und auf Grund dieser Tatsache hat Vogel die oben erwähnte Klassifizierung vorgenommen. Die drei andern Aufnahmen sind von Hartmann mit dem Spektrographen I am 80 *cm*-Refraktor gemacht worden, und zwar 1902 Juni 3, Juni 4 und Juni 26. Außer der Serie der Wasserstofflinien und der Line λ 3943 ist auf ihnen noch die Magnesiumlinie λ 4481 sichtbar, sowie vielleicht Spuren von andern Absorptionslinien. Von hellen Banden ist nichts wahrzunehmen.

Auf den von uns im vergangenen Sommer mit dem Spektrographen IV erhaltenen Platten ist nur die Strecke des Spektrums von λ 4530 bis λ 4300 völlig scharf abgebildet. In diesem ganzen Bereiche zeigen die Spektren — abgesehen von dem ersten 1905 Juni 3 erhaltenen — nur die Wasserstofflinie $H\gamma$, die noch dazu außerordentlich verwaschen ist und sich kaum vom kontinuierlichen

Spektrum abhebt. Auf einigen Platten ist noch die Magnesiumlinie λ 4481 angedeutet, indessen so schwach, daß wir auf die Messung derselben verzichten mußten. Andere Absorptionslinien konnten wir mit Sicherheit nicht feststellen."

Das am 3. Juni 1905 aufgenommene Spektrogramm weicht von allen andern also darin ab, daß es eine Anzahl heller (Emissions-) Linien zeigt, die sich über das kontinuierliche Spektrum, das den Hintergrund bildet, lagern; von dunklen Linien zeigt dieses Spektrogramm nur die an den andern Beobachtungsabenden erhaltenen auf, und Hγ als einzige meßbare Absorptionslinie. Die beiden Beobachter haben die Wellenlängen λ der Mitte von sechs hellen Emissionsbanden genau gemessen und außerdem in dem brechbarern Teile des Spektrums noch die Lage von mehrern hellern (aber in der Abbildung unscharfen) Banden durch Schätzung bestimmt. Unter Benutzung der dunklen Linie Hγ ergaben die Messungen eine Geschwindigkeit des Sternes in der Richtung zur Sonne hin von 11 bis 12 *km* pro Sekunde. Eine sichere Identifizierung der hellen Banden mit den Linien bekannter Elemente ist nicht möglich. Wie erwähnt, sind diese hellen Banden bei keiner spätern Aufnahme mehr gefunden worden. „Nach dem Gesagten," bemerken die beiden Astrophysiker, „ist ζ Bootis jedenfalls ein Objekt, welches sowohl photometrisch wie spektroskopisch aufmerksam verfolgt zu werden verdient. Schon mehrfach hat man ja in den Spektren von Sternen Veränderungen konstatiert, doch ist uns, von den neuen Sternen abgesehen, kein Fall bekannt geworden, in welchem eine so bedeutende Änderung — das Verschwinden einer ganzen Anzahl starker Emissionsbanden — in so kurzer Zeit, nämlich im Laufe von zwei Tagen, vor sich gegangen wäre. Es ist sehr zu bedauern, daß wir nicht angeben können, wie lange die Emissionsbanden zu ihrer Entwicklung gebraucht haben. Vielleicht finden sich auf andern Sternwarten Beobachtungen, welche wenigstens die Ermittlung eines Grenzwertes für diesen Vorgang ermöglichen."

Neue spektroskopische Doppelsterne. Auf der Licksternwarte und auf dem Yerkesobservatorium ist wiederum bei mehrern Sternen durch photographische Aufnahmen eine veränderliche Bewegung in der Gesichtslinie zur Erde nachgewiesen worden, womit diese Sterne in die Reihe der spektroskopischen Doppelsterne treten. Folgende wurden auf der Licksternwarte von J. G. Moore nachgewiesen.[1])

τ Ursae majoris
(A R = 9^h 2.7^m; D = + 63° 55').

Aus fünf in der Zeit vom 22. Januar 1900 bis zum 29. Januar 1906 aufgenommenen Platten ergaben sich radiale Geschwindigkeiten, die zwischen — 1 und — 10.2 *km* pro Sekunde schwanken.

---

[1]) Astrophys. Journal 1906. p. 263.

λ Hydrae
(A R = 10^h 5.7^m; D = — 11° 51′).

Die spektrographischen Aufnahmen geschahen zwischen 1890 März 30 und 1904 März 31 und lieferten Radialgeschwindigkeiten zwischen + 15.1 und + 24.1 *km* pro Sekunde. Das Spektrum gehört zum Typus K der Harvardspektra.

μ Ursae majoris
(A R = 10^h 16.4^m; D = + 42° 0′).

Die fünf Aufnahmen des Spektrums geschahen zwischen dem 24. Februar 1897 und dem 4. Januar 1906. Das Spektrum gehört zum Typus M, und die Geschwindigkeiten liegen zwischen — 16 und — 27.4 *km*.

Die sämtlichen Aufnahmen der vorgenannten drei Sterne geschahen mit dem Millsspektrographen. Eine Ableitung der Umlaufszeiten dieser spektroskopischen Doppelsterne ist aus den bisherigen Messungen nicht möglich.

Y Ophiuchi
(A R = 17^h 47.3^m; D = — 6° 7′).

Der Charakter dieses veränderlichen Sternes als eines spektroskopischen Doppelsternes wurde von S. Albrecht (Licksternwarte) aus einer Reihe von Aufnahmen mit dem Einprismenspektrographen in der zweiten Hälfte des Jahres 1905 erkannt. Die Umlausfperiode fällt zusammen mit der Periode des Lichtwechsels und beträgt 17.12 Tage.

Die folgenden vier Sterne wurden auf der Yerkessternwarte von Prof. Edwin B. Frost als spektroskopische Doppelsterne nachgewiesen.[1])

B D — 1° 1004, 5.1 Größe
(A R = 5^h 36^m; D = — 1° 11′).

Das Spektrum ist dasjenige der Sterne des Oriontypus, und die Linien sind breit. Die Heliumlinie λ 4388, eine der am besten meßbaren Linien in diesem Spektrum, scheint eine von den Verschiebungen der andern Linien verschiedene Ortsverschiebung von ihrer normalen Lage zu besitzen, was auf einen zweiten Begleiter zu deuten scheint. Die vier spektrographischen Aufnahmen geschahen zwischen 1905 Februar 13 und 1906 Februar 16. Die Geschwindigkeiten variieren zwischen — 34 und + 132 *km* in der Sekunde. Es scheint, daß die Periode des Umlaufes kurz ist.

29 Canis majoris, 4.8 Größe
(A R = 7^h 14^m; D = — 24° 23′).

Von dem Spektrum dieses Sternes liegen photographische Aufnahmen vor aus den Monaten Januar und Februar 1906. Sie zeigen

---

[1]) A. a. O. p. 264.

Geschwindigkeiten, die zwischen — 3 und — 243 *km* in der Sekunde betragen. Die erste und dritte Platte, welche die sehr großen Geschwindigkeiten andeutet, sind übrigens unterexponiert und daher die Resultate unsicher. Die Linienverschiebung in solcher ist indessen sicher und die Periode anscheinend kurz.

μ Orionis, 4.3 Größe
(A R = 5^h 57^m; D = + 9° 39′).

Von 1905 November 24 bis zum 9. Februar 1906 wurden sieben spektroskopische Aufnahmen dieses Sternes erhalten, welche radiale Geschwindigkeiten von + 21 bis + 71.5 *km* erkennen lassen. Das Spektrum ist nicht sehr von demjenigen des Sternes α Cygni verschieden und zu Messungen der Lage der Linien sehr geeignet. Die Aufnahmen vom 5. und 8. Januar 1906 deuten an, daß die Periode nur kurz ist. Einige Platten geben schwache Andeutungen von Linien eines zweiten Begleiters, doch müssen hierüber weitere Aufnahmen entscheiden.

T Monocerotis
(A R = 6^h 20^m; D = + 7° 8′).

Ein veränderlicher Stern, dessen Helligkeit zwischen 6. und 8. Größe schwankt. Sein Spektrum ist dem Sonnenspektrum ähnlich. Die Lichtschwäche machte lange Exponierung der Platten erforderlich. Die Radialgeschwindigkeit verändert sich nicht sehr, aber sie ist doch unzweifelhaft. Die Periode des Lichtwechsels beträgt 27 Tage.

Geschwindigkeitsbestimmungen der spektroskopischen Normalsterne sind 1905 auf dem Observatorium zu Flagstaff (Arizona) von V. W. Slipher ausgeführt worden.[1]) Hierbei wurde statt des Sternes α Crateris, welcher sich zu nahe bei der Sonne befand, der Stern γ Cephei gewählt, einer von den drei Sternen (ι Aurigae, ε Leonis, γ Cephei), welche Prof. Frost zur Ergänzung vorgeschlagen hatte, falls aus irgend einem Grunde ein Stern der obigen Liste nicht beobachtet werden könne. Daneben hat Slipher noch eine Anzahl Extraspektrogramme der Sterne α Persei und α Bootis aufgenommen. Um die Genauigkeit der Aufnahmen zu prüfen, wurden in geeigneten Zwischenzeiten auch Spektra der Venus, des Mars und des Mondes aufgenommen und aus den Linienverschiebungen derselben die Geschwindigkeiten dieser Planeten abgeleitet. Der Vergleich dieser gemessenen mit den aus der Bewegungstheorie berechneten Geschwindigkeiten lieferte einen direkten Maßstab für die Genauigkeit dieser Art von Messungen. Der Spektrograph, mit dem die Aufnahmen erhalten wurden, war an dem 24-zolligen Refraktor des Lowellobservatoriums angebracht. Als Vergleichsspektrum diente

[1]) Lowell Obs. Bulletin Nr. 23.

das Funkenspektrum des Molybdäns und einer Legierung von Eisen und Vanadium.

Die Kontrollaufnahmen der Spektren des Mars, der Venus und des Mondes zur Vergleichung der aus den Aufnahmen beobachteten und der berechneten Radialgeschwindigkeiten ergaben eine recht befriedigende Übereinstimmung. So wurde für Mars am 28. April 1905 die relative Geschwindigkeit in der Gesichtslinie 1905 zur Erde gleich — 8.39 *km* in der Sekunde gefunden, während die Rechnung gemäß der Theorie der Marsbewegung dafür —7.92 *km* ergibt. Für den Planeten Venus fand sich Juli 11 spektrographisch die Radialgeschwindigkeit zu 13.72 *km* der Theorie gemäß zu + 13.40 *km*; für den Mars Oktober 5 spektrographisch + 0.55 *km*, rechnerisch + 0.65 *km*. Sämtliche Kontrollaufnahmen dieser Art zeigten in ähnlicher Weise, daß die spektrographischen Bestimmungen Vertrauen verdienen und frei von wesentlichen systematischen Fehlern sind. Slipher teilt die Messungen an den Spektrogrammen der oben bezeichneten Standardsterne im einzelnen mit und gibt dann die Mittelwerte der so erhaltenen Geschwindigkeiten für jeden Stern. Bei letztern wurde darauf die durch die Eigenbewegung und Rotation der Erde erforderlichen Korrekturen in Anrechnung gebracht und auf diesem Wege schließlich die relative Geschwindigkeit der betreffenden Sterne mit Bezug auf die Sonne erhalten. Folgendes ist das endgültige Ergebnis der Aufnahmen und Ausmessungen Sliphers.

Die Zahlen bezeichnen die Geschwindigkeiten pro Sekunde in Kilometern, — bedeutet Annäherung, + Entfernung von der Sonne.

α A r i e t i s. Mittelwert aus den Aufnahmen von drei Abenden: — 14.3 *km*. Frost, Adams und Campbell haben früher für diese Geschwindigkeiten im Mittel — 13.8 *km* gefunden.

α P e r s e i. Radiale Geschwindigkeit im Mittel von fünf Beobachtungsabenden — 2.5 *km*. Die frühern Bestimmungen von Adams, Belopolsky, Campbell, Frost und Vogel ergaben im Mittel — 2.5 *km*.

β L e p o r i s. Im Mittel aus drei Beobachtungsabenden ergibt sich als Radialgeschwindigkeit — 13.0 *km*. Frost und Adams fanden — 12.4 *km*.

β G e m i n o r u m. Drei Beobachtungsabende lieferten den Wert + 3.3 *km*. Der Mittelwert der frühern Bestimmungen von Adams, Belopolsky, Frost und andern Beobachtern ist + 3.5 *km*.

α B o o t i s. Im Mittel aus fünf Beobachtungsabenden folgt als Radialgeschwindigkeit dieses Sternes — 4.7 *km*.

Sämtliche frühern Aufnahmen von Adams, Frost usw. ergaben als Mittelwert — 5.0 *km*.

β O p h i u c h i. Drei Beobachtungsabende lieferten als Mittelwert — 11.3 *km*. Die frühern Bestimmungen von Frost, Adams und Novell ergaben im Durchschnitt — 12.7.

γ Aquila. Der Mittelwert für die Radialgeschwindigkeit ist nach drei Beobachtungsabenden — 2.6 *km*.

Das Mittel der frühern Bestimmungen von Adams, Frost usw. ergibt — 1.9 *km*.

ε Pegasi. Nach vier Beobachtungsabenden ergab sich für die Radialgeschwindigkeit dieses Sternes + 6.1 *km*.

Die frühern Beobachtungen der andern oben genannten Spektroskopiker lieferten im Mittel des nämlichen Wertes + 6.1.

γ Piscium. Das Mittel aus drei Beobachtungsabenden ist — 11.3 *km*. Die frühern Messungen von Frost und Adams ergaben — 10.9 *km*.

γ Cephei. Die Aufnahmen an drei Abenden lieferten als Radialgeschwindigkeit den Wert — 41.9 *km*.

Frost, Adams und Belopolsky fanden früher nahe übereinstimmend damit im Mittel ihrer Messungen — 41.1 *km*.

Die Messungen zeigen, wie man sieht, eine gute Übereinstimmung, und man darf zu der Zuverlässigkeit derselben Vertrauen haben.

Die radiale Geschwindigkeit des Sirius. Prof. Campbell gibt eine Zusammenstellung der spektroskopischen Beobachtungen der Bewegung des Sirius in der Richtung der Gesichtslinie zur Erde. Als Bahn des Doppelsystems, welches Sirius und sein Begleiter bilden, nimmt er diejenige an, die Dr. Zwirs berechnet hat: Umlaufszeit 48.8421 Jahre, halbe große Achse 7.594″, Exzentrizität 0.5875, Durchgang durch das Periastrum 1894.09. Nach Dr. Gill beträgt die Parallaxe des Sirius 0.37″; die Massen der beiden Sterne sind 2.20 und 1.04, wenn die Sonnenmasse = 1 angenommen wird. Wenn man beachtet, daß die beiden Körper, welche das Siriussystem bilden, um ihren gemeinsamen Schwerpunkt kreisen, so ist einleuchtend, daß ihre radiale Geschwindigkeit mit Bezug auf uns ihren größten Wert erreicht, wenn sie in dem gleichen Abstande vom Beobachter sich befinden, also in den Knoten ihrer Bahn. Auf der Lickstemwarte sind seit 1896 zahlreiche Spektrogramme des Sirius aufgenommen worden zu dem Zwecke, aus der Verschiebung der Linien im Spektrum die Größe der Eigenbewegung in der Gesichtslinie zur Erde festzustellen. Nachstehend folgt eine Zusammenstellung dieser bezüglichen Ermittlungen, sowie der früher in Potsdam und Paris erhaltenen. Das Vorzeichen — bedeutet Annäherung an die Erde.

Beobachtungsort	Zeit	beob. Geschwindigkeit
Potsdam	1888.99	—13.9 *km*
„	1890.09	—17.0 „
Paris	1891.17	— 1.2 „
Potsdam	1891.20	—14.9 „
„	1895.21	— 4.1 „
Lick	1896.97	— 3.2 „
„	1898.74	— 3.6 „

Beobachtungsort	Zeit	beob. Geschwindigkeit
Lick	1899.92	— 4.8 *km*
„	1891.93	— 4.8 „
Yerkes	1902.06	— 6.9 „
Lick	1903.07	— 6.9 „
„	1904.95	— 5.4 „
„	1905.12	— 7.4 „

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß der Schwerpunkt des Siriussystems in der Gesichtslinie zur Erde sich uns pro Sekunde um 7.4 *km* nähert, also täglich um 639 360 *km* oder das 1.7 fache der Entfernung des Mondes von der Erde. Die beobachtete Geschwindigkeit ändert sich, weil die beiden Hauptkörper des Siriussystems in 48.8 Jahren um ihren Schwerpunkt kreisen, in einer 46° geneigten Ebene. Das Hauptgestirn des glänzenden Sirius selbst entfernt sich seit 1891 von der Erde, aber mit abnehmender Geschwindigkeit infolge seiner Bewegung um den Schwerpunkt des Systems.

Die Radialbewegung von ε Aurigae ist von H. Ludendorff untersucht worden.[1]) Dieser Veränderliche ist ein spektroskopischer Doppelstern gemäß der von Vogel und Eberhard 1902 entdeckten Veränderlichkeit seiner Radialbewegung.[2]) Schon früher hat Ludendorff eine Untersuchung über den Lichtwechsel dieses Sternes veröffentlicht,[3]) der sich auf das gesamte vorhandene Material an Helligkeitsschätzungen desselben gründet und folgende Ergebnisse lieferte: Die Form der Lichtkurve von ε Aurigae ist durchaus dieselbe wie bei den Algolsternen, und nur die große Länge der Periode, nämlich 27.12 Jahre, läßt es nicht ohne weiteres angängig erscheinen, den Stern zu den Algolsternen im eigentlichen Sinne zu rechnen. Die Mitte des letzten Minimums fand 1902 März 31 statt. Die Dauer der Konstanz der Helligkeit im Minimum beträgt 313^d, die der Abnahme und Wiederzunahme der Helligkeit je 207^d, die Amplitude der Helligkeitsschwankung 0.73^m. Außerhalb des Minimums ist die Helligkeit konstant (Größe 3.35) oder erleidet wenigstens nur so kleine Änderungen, daß sie aus den vorhandenen Beobachtungen nicht festgestellt werden können. Durch eine Abhandlung von Markwick haben diese Folgerungen inzwischen eine Bestätigung erfahren.

Die zur Messung der Radialgeschwindigkeit zur Verfügung stehenden Spektrogramme sind an dem photographischen Refraktor des Potsdamer Observatoriums in den Jahren 1901 bis 1905 erhalten worden und beziffern sich auf 26. Sie zeigen eine deutliche Beziehung zwischen der Radialbewegung und dem Lichtwechsel. Vor dem Minimum hat sich — soweit die vorhandenen Beobachtungen derartige Schlüsse erlauben — die hellste Komponente von ε Aurigae

---

1) Astron. Nachr. Nr. 4084.
2) Sitzungsber. d. K. Peuß. Akad. d. Wissensch. 1902. p. 1068.
3) Astron. Nachr. Nr. 3918.

vorwiegend von uns entfernt, während sie sich seit dem Minimum uns genähert hat. Die Umkehr der Bewegung ist während des Minimums erfolgt.

Auf Grund dieser Erscheinung und der dem Algoltypus durchaus entsprechenden Form der Lichtkurve liegt es nun nahe, den Lichtwechsel in entsprechender Weise wie bei den Algolsternen zu erklären. Dem steht aber ein sehr schwerwiegender Einwand entgegen: Infolge der langen Periode des Lichtwechsels (27 Jahre) würde man zu der Annahme einer so enorm geringen Dichte des Sternes gezwungen sein, daß die angeführte Hypothese nicht haltbar zu sein scheint.

Die gefundenen Werte der Radialbewegung lassen sich aber nicht durch die alleinige Annahme einer Bewegung von sehr langer Periode (etwa der des Lichtwechsels) erklären. Es verrät sich in den Werten der Radialgeschwindigkeit vielmehr noch eine kürzere Periode, deren Vorhandensein namentlich aus einer graphischen Darstellung deutlich hervorgeht. Die Annahme einer Periode von 142^d würde die aus den Kurven, freilich mit ziemlich großer Willkür, abgelesenen Maxima und Minima leidlich gut darstellen; ob diese Periode der Wirklichkeit entspricht, läßt Verfasser aber völlig dahingestellt, ebenso wie er auf andere Vermutungen, namentlich eine angedeutete Abnahme der Amplitude der kurzperiodischen Bewegung, nicht eingeht, da sie gar zu unsicher sind.

„Leider ist das Beobachtungsmaterial zu dürftig, um die interessanten Erscheinungen, die das Sternsystem ε Aurigae bietet, näher zu studieren. Das einzige Resultat, welches sich bis jetzt mit nicht zu großer Unsicherheit aussprechen läßt, ist das folgende: Wenn man die im Spektrum von ε Aurigae beobachteten Linienverschiebungen allein durch Veränderungen der Radialgeschwindigkeit erklären will, so reicht man mit der Annahme von zwei Körpern nicht aus; eine Beziehung zwischen dem Lichtwechsel und den Veränderungen der Radialgeschwindigkeit läßt sich kaum bezweifeln."

Über die Radialbewegung von β Arietis hat H. Ludendorff Untersuchungen angestellt.[1]) Die Veränderlichkeit dieser Bewegung wurde 1903 von Vogel entdeckt. Ludendorff konnte 37 Spektrogramme benutzen, die in den Jahren 1902 bis 1904 mit dem photographischen Refraktor des Potsdamer Observatoriums aufgenommen worden sind. Das Spektrum von β Arietis gehört der Klasse Ia 2 an; die Absorptionslinien sind breit und verwaschen, so daß auf der Strecke des Spektrums von λ 4530 bis λ 4300, welche der Spektrograph IV scharf abbildet, sich nur zwei meßbare Linien befinden, nämlich die Magnesiumlinie λ 4481 und $H\gamma$. Eine Anzahl anderer

1) Astron. Nachr. 4090.

Linien ist angedeutet, aber die Messung derselben wäre so ungenau gewesen, daß Verfasser darauf verzichten mußte.

Verschiedene Umstände trugen dazu bei, daß sichere Ergebnisse nicht zu erhalten waren. Ludendorff vermutet eine Periode, die zwischen 321 und 64 Tagen liegt. Er sagt: „Die Radialbewegung von β Arietis ist hiernach durch die verhältnismäßig lange völlige oder doch nahezu völlige Konstanz und die dann eintretenden sehr raschen Änderungen recht interessant. Es erscheint mir indessen übereilt, über die Bahn irgend welche Betrachtungen anzustellen, ehe nicht eine größere Zahl von Beobachtungen vorliegt."

Das vierfache System des Castor. Der physische Doppelstern Castor ist gleichzeitig ein spektroskopischer. Wie 1896 Bélopolsky für den schwächern (a_1) der beiden Hauptsterne und 1904 H. Curtis für den andern (a_2) gefunden, zeigen diese Sterne periodische Schwankungen ihrer Bewegungsgeschwindigkeit in der Richtung gegen die Erde hin, welche beweisen, daß jeder dieser hellen Sterne sich mit einem unsichtbaren Begleiter um den gemeinsamen Schwerpunkt beider bewegt. Ihre Bahn zu durchlaufen, brauchen die beiden Hauptsterne mindestens $3^1/_2$ bis 4 Jahrhunderte, während die Umlaufszeiten der spektroskopischen Begleiter von a_1 und a_2 nur wenige Tage betragen. Genaue Untersuchungen über diese letztern hat Hebert D. Curtis veröffentlicht.[1]) Dieselben gründen sich auf seine auf der Licksternwarte erhaltenen spektrographischen Aufnahmen und auf die frühern Aufnahmen Bélopolskys. Die Spektra der beiden Sterne a_1 und a_2 gehören dem Typus des Sirius an und haben in der Klassifikation der Harvardsternwarte die Bezeichnung A und VIIIa.

Die Absorptionslinien erscheinen etwas zahlreicher im Spektrum des schwächern Sterns a_1 als in dem von a_2. Für die Aufnahmen wurde der Millsspektrograph der Licksternwarte benutzt, und die durchschnittliche Dauer der Exponierung betrug für den Stern a_1 24 und für a_2 18 Minuten.

Die spektroskopischen Aufnahmen von a_1 (3.7 Größe) umfassen den Zeitraum vom 18. Oktober 1904 bis zum 15. Mai 1905 und ergeben Schwankungen in der radialen Geschwindigkeit des Sternes, die zwischen + 30.8 und — 35.9 *km* in der Sekunde liegen. Sie genügen indessen für sich allein nicht, um die Periode zu bestimmen; deshalb hat Hebert Curtis die frühern Bestimmungen von Bélopolskys aus den Jahren 1896 bis 1899 hinzugezogen und seiner Berechnung zugrunde gelegt. Diese ergab nunmehr als Periode 2.928 285 Tage, als Exzentrizität der Bahn 0.01, als halbe große Achse den Minimalwert 1 279 000 *km* und als Geschwindigkeit, mit der der Schwerpunkt sich bewegt, — 0.98 *km*. Der Stern a_2 (2.7 Größe) wurde von Curtis im Oktober 1904 als spektroskopischer Doppelstern erkannt.[2])

[1]) Lick Obs. Bulletin Nr. 98.
[2]) Lick Obs. Bulletin. Nr. 70.

und die Aufnahmen, auf welche seine jetzige Bahnberechnung sich stützt, umfassen den Zeitraum von 1879 November 18 bis 1905 März 5. Als Endresultat fand sich eine Umlaufsdauer von a_2 und des unsichtbaren Begleiters um den beiden gemeinsamen Schwerpunkt von 9.218 826 Tagen, die halbe große Achse im Minimalwert von 1 485 000 *km*, die Exzentrizität der Bahn zu 0.5033, die Bewegung des Schwerpunktes zu + 6.20 *km*.

Die Hoffnung, aus der Kombination der spektrographischen Bestimmungen mit den Beobachtungen der beiden sichtbaren Komponenten a_1 und a_2 des sichtbaren Systems von Castor, einen Wert für die Parallaxe und die Massen desselben abzuleiten, muß zunächst noch aufgegeben werden, da es nicht möglich ist, die Bahnelemente und besonders die Umlaufszeit dieses sichtbaren Systems genau zu bestimmen. Nach den neuesten Berechnungen von Doberck würde diese Umlaufsdauer 347 Jahre betragen. Unter der Annahme, daß diese Rechnung der Wirklichkeit entspricht, findet sich die Parallaxe des Systems zu 0.05″ und seine gesamte Masse zu 12.7 Sonnenmassen, doch sind diese Daten, wie bemerkt, äußerst unsicher. Wir haben, bemerkt Curtis, in Castor zwei Systeme vor uns, deren Dimensionen wahrscheinlich von der nämlichen Größenordnung sind, von denen aber das des hellen Sternes eine Exzentrizität von 0.50 besitzt, während die Bahn des andern fast kreisförmig ist. Diese außerordentliche Verschiedenheit scheint gemäß den heutigen Vorstellungen über die Entwicklung der Sternsysteme darauf hinzudeuten, daß das System des hellern Sternes (a_2) das ältere ist, während das andere im spektroskopischen Sinne, relativ jung erscheint. Anderseits scheint die Masse des Systems von a_1 etwa sechsmal größer als die des andern. So große Exzentrizitäten wie bei a_2 werden im allgemeinen nur bei spektroskopischen Doppelsternen gefunden, deren sichtbare Komponente Helligkeitsveränderungen zeigt.

Nebelflecke.

Merkwürdige Nebelflecke. Prof. M. Wolf macht hierüber folgende Mitteilungen:[1]) „Im vergangenen Jahre fand ich auf zwei mit kleinern Linsen aufgenommenen Platten einen wunderbar schönen und hellen ausgedehnten Nebelfleck, der, soviel ich übersehen kann, bisher unbekannt geblieben war. Er steht zum größten Teile in Canis major, die nördlichen Teile reichen in Monoceros hinüber. Der Nebel wurde mehrfach mit kleinern Apparaten und dann auch mit dem Bruceteleskop aufgenommen. Er umschließt, viele Quadratgrade bedeckend, die folgenden vier Durchmusterungssterne:

[1]) Astron. Nachr. Nr. 4082.

BD.	Gr.	AR 1855.0	D 1855.0
—11° 1747	7.2m	6h 55m 1.3s	—11° 5.7′
—10 1848	7.3	6 57 33.6	—10 14.4
—12 1771	8.5	6 58 31.9	—12 6.8
—11 1790	5.8	6 59 51.8	—11 4.0

Besonders bei dem nördlichsten und dem südlichsten dieser Sterne ist der Nebel von interessanter Struktur. Den nördlichsten Stern umschließt er in hellen Wolken mit der Zeichnung eines Auges. Die zugehörigen Höhlen schließen sich bei diesen Nebelmassen westlich an. Ich hoffe, an anderer Stelle eine genauere Beschreibung und eine Abbildung bringen zu können.

Einen ebenfalls sehr ausgedehnten, aber diffusen und — wohl wegen der Lichtschwäche — strukturarmen Nebel fand ich mit verschiedenen kleinern Objektiven im Taurus. Er ist mindestens 3° breit und 5° lang, die lange Achse in der Richtung i Tauri auf ξ Persei. Durch eine viele Grade lange Sternhöhle, die sich über τ Tauri nach ξ Persei zieht, ist die Nebelmasse von dem großen Plejadennebel getrennt. Die Mitte der ausgedehnten Wolke kann ganz roh zu

$$AR = 4^h\ 35^m \quad D = +27°$$

angesetzt werden.

Einen dritten ausgedehnten und recht strukturreichen Nebelfleck fand ich an der Grenze von Cassiopeia und Perseus. Er ist auch viele Quadratgrade groß und überdeckt in unregelmäßiger Weise ein Feld von NW nach SO, wobei er mehrere Sterngruppen verbindet, dabei aber vielfach von Kanälen durchzogen wird. Die Mitte der Gegend liegt etwa in $AR = 2^h\ 33^m$ $D = +63°$.

Dieser Nebel ist kompliziert, aber leider auch recht schwach. Doch hoffe ich, eine im Dezember genommene Aufnahme vom Bruceteleskop reproduzieren zu können.“

Vermessung der Umgebung des Orionnebels. Dr. B. Meyermann hat die relative Lage der Sterne bis 8.5 Größe im Gebiete des Orionnebels mikrometrisch bestimmt.[1]) Die Tatsache, daß in unmittelbarer Nähe großer Nebel häufig ein auffallender Sternenmangel herrscht, legt die Vermutung nahe, daß dieser Erscheinung ein tieferer ursächlicher Zusammenhang zugrunde liegt. Zur Aufklärung der Frage wird namentlich das Studium der Eigenbewegungen dienen können und hierfür wollte Verf. in bezug auf den Orionnebel einen Beitrag liefern. Da die Lösung der Aufgabe nur von der Beobachtung einer großen Anzahl schwacher über das Nebelgebiet zerstreuter Sterne zu erwarten ist, so wird sich dieselbe schließlich nur durch Ausmessung photographischer Aufnahmen erreichen lassen. Meyermanns Arbeit liegt die Absicht zugrunde, für ein solches Vorhaben eine größere Anzahl von Fixpunkten zu liefern, an welche auf der Platte die schwächern

---

[1]) Astron. Mitt. d. K. Sternwarte zu Göttingen. 12. Teil. 1906. Abhandlung d. K. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. N. F. 4. Nr. 5.

Sterne angeschlossen werden können. Eine solche ausgedehnte Vermessung würde, wie er betont, vielleicht schon jetzt einen Überblick geben können über die vorhandenen Eigenbewegungen, denn es existiert bereits eine Vermessung der Sterne bis 15. Größe, die sich über das ganze Gebiet des Nebels erstreckt, von G. P. Bond in den Annalen des Harvard College Observatoriums, Band V. Es finden sich dort von 1101 Sternen die α- und δ-Differenzen gegen den Zentralstern ϑ Orionis. Die Messungen sind angestellt worden in Zonen von je 10′ Breite. Bei feststehendem Refraktor wurden die AR-Differenzen durch die Sterndurchgänge durch feste Fäden, die D-Differenzen durch Schätzen mit Hilfe einer feinen Glasskala im Gesichtsfelde bestimmt. Durch das Zusammensetzen der vielen Zonen leidet zwar die Genauigkeit der schließlich sich ergebenden AR- und D-Differenzen gegen den Zentralstern, doch könnten diese trotzdem schon zu einem gewissen Urteile über Eigenbewegungen führen, wenn sie mit neuen exakten Messungen verglichen würden. Pickering hat in seiner Bearbeitung des Orionnebels (Annl. des Harvard Col. Obs. Bd. 32) dem Verzeichnisse Bonds noch 146 weitere Sterne hinzugefügt, deren Positionen jedoch nicht auf mikrometrischen Messungen beruhen. Bezüglich der Sterne im zentralen Gebiete des Nebels wird erinnert an die Sternverzeichnisse von J. Herschel (Results of astr. obs. made 1834 bis 1838 at the Cape of good Hope, London 1847), Lassell (Mem. of the astr. Society, London XXIII), Liapunow-Struve (Observations de la grande nébuleuse d'Orion, Petersburg 1862).

Wegen der Details der Göttinger Messungen und bezüglich der Ergebnisse muß auf das Original verwiesen werden.

Der Nebelfleck im Schwan N G K 6894. Dieser von J. Herschel und Lord Rosse als ringförmig beschriebene Nebel ist zuerst (1899) von Keeler auf der Licksternwarte photographiert worden. Diese Aufnahme zeigt den Nebel als elliptischen, fast runden Ring mit scharfer äußerer Begrenzung; der große Durchmesser ist 42.5″, der kleine 40.5″. Ein von Rosse entdeckter Stern am innern Rande des Ringes und der zentrale Kern sind deutlich, und von mehrern Stellen gehen nach der Mitte zu kurze, leuchtende Strahlen aus. Diesen Nebel hat Gabriel Tikhoff auf der Sternwarte zu Meudon im Herbste 1900 mit langer Exposition photographiert.[1]) Auf den besten Bildern sieht man einen elliptischen Ring mit einer Verdichtung in der Mitte; der Raum zwischen beiden ist ziemlich hell. Die große Achse hat ziemlich scharfe Enden und mißt 44.8″, die kleine zeigt mehrere ziemlich schwache Anhänge, ohne die sie 37.3″ mißt. Man erkennt deutlich, daß der Nebel aus zwei Ringen besteht, der äußere ist breiter, der innere dünner, die Lücke zwischen den beiden wird nur durch den hellen Stern des Lord Rosse unterbrochen; der äußere

[1]) Compt. rend. **142**, p. 32.

Ring zeigt mehrere Verdichtungen, von denen die zwei größten dem Rosseschen Sterne gegenüber liegen. Allen Beobachtern seit John Herschel war die Ähnlichkeit mit dem Ringnebel der Leier aufgefallen; ohne die zentrale Verdichtung könnte man beide verwechseln. Bei näherer Betrachtung beider Bilder sieht man aber, daß der Nebel des Schwanes sich durch seine Verdichtungen von dem sehr gleichmäßig gebauten Nebel der Leier unterscheidet. Der erstere ist wohl in seiner Entwicklung bereits weiter vorgeschritten als der letztere.

Ein Nebelfleckhaufen im Perseus. Prof. Max Wolf macht hierüber eine interessante Mitteilung.[1]) Er hatte auf verschiedenen mit dem Bruceteleskope des Astrophysikalischen Instituts Königstuhl-Heidelberg aufgenommenen Photographien im Sternbilde des Perseus eine starke Zunahme der kleinen Nebelflecke festgestellt. Deshalb hat er in zwei Gegenden, nämlich um β Persei und um den Ort der Nova Persei herum, die Nebelflecke genau verglichen und angezeichnet, so daß er ein Urteil über deren Verteilung gewann. Es fand sich, daß, obwohl auf den Platten kleine Nebelflecke fast überall verstreut zu finden sind, diese doch an einer Stelle zu einem dichten Haufen zusammengedrängt erscheinen. Hauptsächlich zwei Bänder von Nebelflecken durchziehen langhin diese Gegend, und wo sie einander am nächsten kommen, vereinigen sie sich zu einem Haufen von sehr großer Nebelanzahl. Die Mitte dieses Haufens liegt in A R 3^h 10.0^m D $+ 40° 46'$ (1855.0). „Um diese Gegend", sagt Prof. Wolf, „stehen die Nebelflecken sehr dicht. Ich habe nur die auffallendsten Objekte angezeichnet und in einem Quadratgrade abgezählt. Ich finde um den angegebenen Punkt die folgende Verteilung:

5	3	1	2	2
6	5	15	10	6
8	5	17	11	13
6	7	5	1	7
0	0	4	6	3

wo jede Zahl angibt, wie viele Nebel auf ein Quadrat von 12 Bogenminuten Seitenlänge kommen. Dieser Quadratgrad enthält also 148 auffallende Nebelflecken.

Die Form der kleinen Nebel wechselt zumeist zwischen „rund, mit zentraler Verdichtung" und „Form des Andromedanebels." Letztere Gestalt findet sich recht oft, besonders in größerm Abstande vom Haufen.

Die Gegend ist schon früher eifrig auf Nebelflecken mit dem Auge untersucht worden. In dem bezeichneten Quadratgrade und seiner nächsten Umgebung zählen der New General Catalogue und der Index Catalogue von Dreyer 30 Nebelflecken, die hauptsächlich von D'Arrest und Bigourdan aufgefunden sind. Auch Swift hat in dieser Gegend mehrere Nebel entdeckt."

1) Astron. Nachr. Nr. 4069.

Geophysik.

Allgemeine Eigenschaften der Erde.

Gestalt und Größe der Erde. Die zahlreichen Pendelbestimmungen der Neuzeit hat Prof. F. R. Helmert schon vor Jahren zu einer Neuberechnung der Abplattung der Erde benutzt und 1901 der Preuß. Akademie der Wissenschaften als Ergebnis derselben mitgeteilt, daß für die Abplattung der Erde aus den Messungsergebnissen der Schwerkraft $\frac{1}{298.3}$ anzusetzen sei. Dieses Resultat muß also zurzeit als das genaueste aus den Beobachtungen direkt abgeleitete, angesehen werden. Prof. Helmert hat nun unter Zugrundelegung dieser Ermittlung neue Berechnungen des Radius des Äquators ausführen lassen, und die ersten Ergebnisse der K. Preuß. Akademie der Wissenschaften vorgelegt.[1] Es wurde dabei aus praktischen Gründen der Besselsche Abplattungswert $\frac{1}{299.15}$ beibehalten, weil er von dem obigen nur innerhalb der mittlern Fehlergrenzen abweicht. Das Prinzip dieser Untersuchungen ist also das gleiche, welches Klein vor 30 Jahren zuerst rechnerisch angewendet hat, nämlich: Annahme des Abplattungswertes gemäß den Schweremessungen, Berechnung der Größe des Halbmessers des Äquators der Erde aus den Gradmessungen bei Voraussetzung, daß die Erde nahezu die Gestalt eines abgeplatteten Umdrehungsellipsoids besitzt. Natürlich sind die Unterlagen, welche Geh.-Rat Helmert jetzt benutzte, weit ausgedehnter, und Kleins frühere Arbeit hat daneben nur geschichtliches Interesse. Es sind die Ergebnisse mehrjähriger Untersuchungen, die Prof. Helmert jetzt mitteilt, wobei er sich zunächst auf die einzelnen großen Gradmessungen beschränkt. Sie führen, um dieses Ergebnis gleich vorweg zu nehmen, ebenfalls auf eine Vergrößerung des von Bessel gefundenen Wertes für den Halbmesser des Äquators, und zwar im Betrage von etwa 750 *m*. Die Rechnungen sind zum größten Teile von Prof. Dr. Schumann

---

[1]) Sitzungsber. d. K. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1906. **28**. p. 525.

(Aachen) ausgeführt worden. In erster Linie beziehen sie sich auf die große russisch-skandinavische Breitengradmessung, welche in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts auf Anregung und unter Mitwirkung von F. G. W. Struve ausgeführt worden ist. Die Rechnung von Prof. Schumann ergibt, daß diese Gradmessung eine Vergrößerung des Besselschen Äquatorialradius der Erde um 1058 *m* fordert. „Günstig," sagt Prof. Helmert, „für die Krümmung des russisch-skandinavischen Meridianstreifens ist ohne Zweifel der Umstand, daß er sich durchaus in ebenen Gegenden fern von Gebirgen hält, und daß auch das an das nördliche Bogenende angrenzende Eismeer auf mehrere hundert Kilometer Entfernung nur die geringe Tiefe von etwa 300 *m* aufweist."

„Zerlegt," fährt Prof. Helmert fort, „der russisch-skandinavische Meridianbogen das europäische Festland in zwei Teile von annähernd gleicher Ausdehnung in geographischer Länge, so hat der bekannte große westeuropäische Bogen nahe dem Pariser Meridian mit seinen Verlängerungen nach Norden durch England und Schottland bis zu den Shetlandsinseln und nach Süden durch Spanien und Algerien, eine wesentlich andere Lage, indem er sich dem westlichen Abfalle der kontinentalen Küste am Atlantischen Ozeane auf 100 bis 1000 *km* (sehr wechselnd) nähert. Auch hat die physische Erdoberfläche im Gebiete dieses Bogens eine weit weniger günstige Gestaltung, namentlich in der südlichen Hälfte, infolgedessen auch der Anschluß der berechneten an die beobachteten ungünstiger ausfällt. Die Messungen für diesen gegenwärtig auf 27° Amplitude (von 33° 48′ bis 60° 50′) ausgedehnten Bogen erstrecken sich über mehr als ein Jahrhundert bis zur Gegenwart."

Bei der Berechnung wurde sowohl der ganze Streifen behandelt, wie auch der nördliche und südliche Teil der Gradmessung einzeln. Das Ganze lieferte eine Vergrößerung des Äquatorhalbmessers der Erde um 538 *m* gegen Bessels Resultat. Der nördliche Teil ergab eine solche von 788 *m*, der südliche von 145 *m*. Hiernach besitzen die beiden Teile einen beträchtlichen Unterschied im mittlern Krümmungsradius, nämlich 643 *m*, dessen mittlerer Fehler aber rund $\pm$ 500 *m* ist. Die Realität der Bestimmung ist also nicht besonders sicher.

Dem ebenerwähnten großen Unterschiede entspricht nun auch eine stark abweichende Sonderabplattung des Streifens. Prof. Helmert findet diese 1 : 281.4. Der stark vergrößerten Abplattung entsprechend ergibt sich für den Äquatorialradius ein Zuwachs von 1078 *m* gegen Bessel.

„Vergleicht man," sagt Prof. Helmert, „die Ergebnisse (für die Vergrößerung des Äquatorialhalbmessers der Erde) des russisch-skandinavischen Meridianbogens und des westeuropäisch-afrikanischen Meridianstreifens miteinander, so fällt der große Unterschied auf: 1058 gegen 538, der die rechnungsmäßige Unsicherheit von rund

$\pm$ 200 *m* erheblich überschreitet und einen wirklichen Unterschied in der mittlern Krümmung der betreffenden meridionalen Gebiete darstellen dürfte. Der Unterschied von 520 *m* verliert allerdings etwas von seinem überraschenden Charakter, wenn man bedenkt, daß schon der westliche Streifen in sich einen Unterschied von noch größerm Betrage zwischen der nördlichen und südlichen Hälfte aufweist.

„Es handelt sich hier um Einflüsse geotektonischer Massenstörungen kontinentalen Charakters; schon 1889 wurde eine solche durch die Berechnung der geodätischen Verbindung beider Meridianbogen erkannt, welche die beiden Börsch, Vater und Sohn, im Zentralbureau der Internationalen Erdmessung ausführten, wobei sich zeigte, daß der russische Bogen lauter positive Lotabweichungen erhält, wenn man vom englisch-französischen Bogen (in der ältern Ausdehnung) ausgeht. Dies konnte ich damals (1890) so deuten, daß von der kontinentalen Masse Europas ein gewisser kleiner Teil nicht von der unterirdischen Kompensation, die die „Gleichgewichtstheorie" der Erdkruste voraussetzt, betroffen wird und also zur Wirkung gelangt. Die Variation (der Vergrößerung des Erdradius) längs eines Streifens, der der Küste überall ungefähr gleich naheliegt wie in Westeuropa-Nordafrika, zeigt aber, daß Massenstörungen gleichen Betrages wie jene Kompensationsmängel doch auch noch auf andere Art entstanden sein mögen. Zu einer Untersuchung derselben auf Grund der Schwerestörungen fehlt es an Material; ausgedehnte regionale Anomalien (die schon bei geringem Betrage für die Figur der Erde bedeutungsvoll sind) können nicht ohne eingehende Untersuchungen von den lokalen und wenig ausgedehnten Anomalien regionalen Charakters getrennt werden.

„Von großem Interesse ist nun die Betrachtung der Ergebnisse der ausgedehnten europäischen Längengradmessung in 52° Breite. Sie umfaßt beinahe 69 Längengrade, was etwa 42 Breitengraden entspricht. Da das von dieser Messung berührte Gebiet, mit Ausnahme der deutschen Mittelgebirge und der Gegenden in Wales und Südwestirland, als nahezu eben anzusehen ist, so müßte man interessante Aufschlüsse erwarten. Leider ist die Genauigkeit der östlichen Hälfte der Vermessung nicht befriedigend.

„Auch die europäische Längengradmessung in 52° Breite wurde auf Anregung von W. Struve unternommen; da er aber zu dieser Zeit, im Jahre 1857, schon hoch betagt war, mußte er das weitere Betreiben der Sache seinem Sohne Otto Struve überlassen, dem es auch gelang, die Regierungen der in Betracht kommenden Länder zur Ausführung der erforderlichen Arbeiten zu bewegen. In Preußen übernahm General Baeyer die Vermessung. Der ganze westliche Teil von Irland bis Warschau wurde im Zentralbureau zusammenfassend bearbeitet."

Der gesamte Bogen ergibt schließlich eine Vergrößerung des

Besselschen Äquatorhalbmessers um etwa 660 *m*, der westliche Teil für sich eine solche um 475 *m*, der östliche eine solche um 1236 *m*, doch ist letzterer Wert recht unsicher. Die in Rede stehende Längengradmessung bildet den Anfang einer solchen, die sich durch ganz Europa erstrecken sollte, von der aber der westliche Teil noch verschiedene Lücken aufweist.

Über die Messungen in Nordamerika und Indien, wo auch noch ausgedehnte Bogen vorliegen, gedenkt Prof. Helmert demnächst weitere Mitteilungen zu machen.

Die neuern Arbeiten auf dem Gebiete der Erdmessung stellt Prof. A. Galle[1]) in der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin dar. „Der Meridian von Ferro, den die K. Preußische Landesaufnahme noch beibehalten hat, ist bekanntlich nichts anderes als der 20° westlich von Paris liegende Meridian. Deshalb kommt der Längendifferenz Paris-Greenwich eine besondere Bedeutung zu. Außer 1872 sind 1888, 1892 und 1902 von französischen und englischen Beobachtern gleichzeitige Messungen dieser Längendifferenz unternommen worden, deren öftere Wiederholung in nicht sicher aufgeklärten Mißstimmigkeiten ihren Grund hatte. Eine indirekte Bestätigung der letzten Ergebnisse wurde 1903 durch das Geodätische Institut herbeigeführt, indem Greenwich-Potsdam bestimmt wurde, während Paris-Berlin und Berlin-Potsdam bereits früher ermittelt worden sind.

Bis 1885 hat man, abgesehen von gelegentlich geäußerten Zweifeln, die Drehachse im Erdkörper als fest angesehen, bis Prof. Küstner periodische Veränderlichkeit derselben erkannte, die eine Änderung der geographischen Breiten und der Meridianebenen, also auch der Längen und Nordrichtungen zur Folge hat.

Der Erdball mit den ihm aufgesetzt zu denkenden Lotrichtungen verschiebt sich so, daß sein, sagen wir kurz, geometrischer Pol von dem durch die Drehachse bestimmten Drehpol abweicht. Infolgedessen kann die Wirkung bei der Beobachtung in einem Orte ebenso gut als eine Verschiebung des Scheitelpunktes aufgefaßt werden. Der wirkliche Sachverhalt konnte erst durch Beobachtungen auf der durch den Pol getrennten Hälfte des Meridians festgestellt werden, indem einer Vergrößerung des Winkels zwischen Lotlinie und Drehachse auf der einen Station eine Verkleinerung desselben auf der andern entsprechen mußte. Diese Tatsache zeigten in der Tat die Beobachtungen von Marcuse in Honolulu, verglichen mit denen in Potsdam.

In der Regel sieht man nicht die Richtung der Drehachse als fest an, sondern man betrachtet auf der Erdoberfläche die Bahn, welche der Drehpol um seine mittlere Lage oder nahezu um den

[1]) Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1906. p. 39.

geometrischen Pol beschreibt, wobei der Maximalausschlag etwa $^1/_4$ Bogensekunde oder in linearem Maße 8 *m* beträgt.

Die Änderung der Breite eines Ortes ist dann abhängig von dem Orte des Momentanpoles in seiner Bahn oder also von seinen Koordinaten. Der Betrag der Breitenänderung auf verschiedenen Stationen ist zu derselben Zeit von der geographischen Länge der Orte abhängig. Nun hat der japanische Beobachter Kimura gezeigt, daß auf den sechs in 39° nördl. Br. eingerichteten internationalen Stationen ein Teil der Breitenänderung (etwa bis $^1/_{15}$ Sekunde) mit jährlicher Periode von der Länge der Stationen unabhängig ist. Dieser Teil kann also nicht von der Veränderung der Richtung der Drehachse im Erdkörper herrühren; vielmehr würde sich eine derartige Erscheinung zeigen, wenn der Punkt, in dem wir uns zur Vereinfachung der Vorstellung die Lotlinien des Breitenparallels auf der Erdachse zusammenlaufend denken wollen, in der Erdachse sich während eines Jahres etwas hin und her verschöbe. An eine merkbare Verschiebung des Erdschwerpunktes etwa infolge von Ansammlung und Abschmelzen von Eismassen in der Umgebung der Pole ist überhaupt nicht zu denken. Aber auch bezüglich anderer vermuteter Ursachen wird sich keine Entscheidung treffen lassen, bevor nicht Beobachtungen aus andern Breiten vorliegen. Um festzustellen, ob die von Kimura bemerkte Veränderung von der Breite der Stationen abhängig ist, sollen deshalb im Jahre 1906 noch in 31° südl. Br. bei Cordoba in Argentinien und bei Perth in Australien Beobachtungsreihen begonnen werden.

Inzwischen ist doch die Frage der Veränderlichkeit der Lotlinien in den Vordergrund gerückt. Auf ihre Untersuchung zielt eine Einrichtung ab, welche nach dem Vorschlage von Abbe auf der Jenenser Universitätssternwarte begonnen wurde. Sie besteht aus einem im Erdboden festen Zenitfernrohre, welches die Änderung der Lotrichtung gegen eine durch die Sterne festgelegte Richtung angibt, und aus einem Ölhorizonte, welcher dazu dient, die Änderung der Lotrichtung gegen die Erdkruste zu erkennen.

Dieselbe Sternwarte hat auch die genauere Untersuchung der von glaubwürdigen Zeugen behaupteten Veränderung des Horizonts auf einer Anzahl von Aussichtspunkten in Thüringen übernommen, welche durch Bodenhebungen und -senkungen erklärt wird. Durch photographische Fernaufnahmen, die öfter wiederholt werden, soll festgestellt werden, ob hierzu in der Tat ein Grund vorliegt, oder ob sich eine einfachere Erklärung finden läßt.

Dem gleichen Zwecke, Hebungen und Senkungen der Erdscholle zu studieren, dient die fortlaufende Untersuchung des Plateaus des Telegraphenberges bei Potsdam, teils durch die 1894 eingerichtete hydrostatische Nivellementsanlage, die dasselbe in ungefähr 900 *m* Länge umschließt, teils durch häufig wiederholte Feinnivellements. Zwei in einer Tiefe von 25 *m* in einem Brunnenschachte aufgestellte

selbstregistrierende Horizontalpendel sind ebenfalls dazu bestimmt, die langsamen Bewegungen der Erdscholle auf dem Telegraphenberge anzuzeigen.

Die Lotlinien bilden auch die Grundlage für die Definition der Figur der Erde. Als Geoid wird diejenige alle Lotlinien senkrecht durchschneidende Fläche oder diejenige Niveaufläche angesehen, von der ein Teil mit der Meeresoberfläche zusammenfällt, sofern man von den Gleichgewichtsstörungen des Meeresspiegels absieht.

Daß das Geoid sich im allgemeinen nicht sehr von einem Rotationsellipsoid unterscheidet, folgt zunächst aus theoretischen Gründen. Aber die Annahme eines solchen Ellipsoids mit bestimmten Dimensionen, etwa nach Bessel oder nach Clarke, hat sich auch praktisch für die Zwecke der Landesvermessungen als ausreichend erwiesen.

Die Bearbeitung der europäischen Längengradmessung in 52° Breite hat gezeigt, daß für Europa das Besselsche Ellipsoid sich am besten anschmiegt. Nach den Ergebnissen des östlichen schiefen Gradbogens in Nordamerika von $23^1/_2$° oder 2600 *km* Längenausdehnung hat man für dieses Land die Dimensionen von Clarke (1866) bevorzugt obgleich der Wert der Abplattung wesentlich zu klein (1 : 304) gefunden wurde.

Aus diesen Bemerkungen geht hervor, daß sich die verschiedenen Teile der Erde in bezug auf ihre Krümmung verschieden verhalten; aber auch andere Abweichungen von der regelmäßigen Gestalt eines Ellipsoids sind vorhanden, wie z. B. die Verbindung des französisch-englischen und des russisch-skandinavischen Meridianbogens durch die erwähnte Längengradmessung in 52° Breite auf Grund der Clarkeschen Elemente eine windschiefe Verdrehung der beiden Meridiane um etwa 5″ gegeneinander hat erkennen lassen.

Von diesem Gesichtspunkte hauptsächlich, die Abweichungen des Geoids von einem Ellipsoide zu bestimmen, mehr noch als für die Ermittlung der Dimensionen eines solchen, sind zwei große Meridianbogenmessungen von Bedeutung, deren eine in Spitzbergen 1898 bis 1902 unter der Ägide der russischen und schwedischen Akademien vollendet wurde, während die andere, französische, die Neumessung und Erweiterung auf fast 6° des von Condamine und Bouguer im 18. Jahrhunderte gemessenen Meridians bei Quito bezweckt.

Das großartige Unternehmen von Sir David Gill, den 30. Meridian in Afrika bis zur Verbindung mit dem russischen Meridian zu messen, macht weitere Fortschritte, nachdem vom Kap her ein Anschluß gewonnen ist, und die Messungen in Transvaal vorbereitet sind. In Rhodesia sind vier Breitengrade im wesentlichen vollendet. Für die Fortsetzung der Messungen durch den Kongostaat und Deutsch-Ostafrika sind Verhandlungen bereits im Gange.

Fügen wir noch den 98. Meridian in Nordamerika und die bereits vorher vollendete Längengradmessung in 39° Breite hinzu,

so sehen wir überall eine lebhafte Tätigkeit, deren Ergebnisse in absehbarer Zeit über die kontinentalen Abweichungen des Geoids Aufschlüsse bringen werden."

Von Konstruktionen des Geoids auf beschränktem Gebiete, bei denen das zugrunde liegende Ellipsoid als Vergleichsfläche (Referenzellipsoid) dient, erwähnt Prof. Galle folgendes. In den Vereinigten Staaten hat man einen im Schnitte des 39. Parallels und 98. Meridians gelegenen Punkte als Anfangspunkt gewählt, durch den man das Ellipsoid hindurchgehend denkt. Dieser Punkt ist so bestimmt, daß die von ihm aus gerechneten relativen Lotabweichungen des ganzen Gebietes in Summa nahezu gleich Null werden. Hier wie auch früher in der Schweiz hat sich nun gezeigt, daß sich die natürlichen Unebenheiten der Erdoberfläche im allgemeinen als Verbiegungen des Geoids in verkleinertem Maßstabe widerspiegeln. Geoidprofile lassen sich am leichtesten in der Meridianrichtung erhalten, weil unter den astronomischen Beobachtungen die Breitenbestimmungen am einfachsten angestellt werden können. Solche Messungen längs eines Meridians, die Geheimrat Helmert als astronomische Nivellements eingeführt und bezeichnet hat, sind auch bei den Gradmessungen in Spitzbergen und Quito ausgeführt worden.

Von den Arbeiten der einzelnen Landesvermessungen wird folgendes hervorgehoben:

„Im europäischen Rußland stand der praktischen Verwertung der über das ganze Land ausgedehnten Messungen bisher der Umstand entgegen, daß ihnen ein genügender Zusammenhang fehlte. Deshalb hat man damit begonnen, auf Grundlage des Besselschen Ellipsoids die Ergebnisse einheitlich zu bearbeiten.

Besondere Verhältnisse bei den Messungen selbst haben in den Vereinigten Staaten vorgelegen, wo in den Gebirgsgegenden bei der Messung des 39. Parallels ganz ungewöhnlich große Dreiecke mit Seitenlängen bis 300 *km* notwendig wurden. Die Preußische Landesaufnahme hat entgegengesetzte Schwierigkeiten bei der Neuaufnahme von Ost- und Westpreußen gehabt, die durch den Verlust vieler Punkte der alten Messungen notwendig wurde. In den sehr ebenen und bewaldeten Gegenden gelang es nur durch die Konstruktion außerordentlich hoher Holzsignale, bis zu 37 *m* Beobachtungs- und 51 *m* Leuchthöhe günstig geformte Dreiecke mit 40 bis 50 *km* langen Seiten zu erhalten.

Ein bemerkenswerter Fortschritt ist auf dem Gebiete der linearen Längenmessungen durch die Erprobung und Einführung von Drahtmessungen zu verzeichnen, die bei verschiedenen großen Unternehmungen schon Anwendung gefunden haben, so in Afrika und am Äquator bei den bereits erwähnten. Der Vorteil der von Prof. Jäderin in Stockholm um 1885 eingeführten Methode liegt hauptsächlich in der Ersparnis von Zeit und Beobachtern gegenüber der Messung mit Basisapparaten. Während aber anfangs die Temperatur-

messung nach dem Prinzip des Metallthermometers die Anwendung zweier Drähte von möglichst verschiedenen Ausdehnungskoeffizienten nacheinander erforderte, ist es neuerdings gelungen, Drähte aus einer Nickel-Stahllegierung herzustellen, deren Ausdehnungskoeffizient nahezu verschwindend ist, und die deshalb mit dem Namen „Invar" bezeichnet wird.

Im Jahre 1903 hat Borras die Basis von Schubin in Westpreußen gleichzeitig mit der Landesaufnahme, die den Besselschen Apparat benutzte, mit Drähten gemessen. Das Ergebnis war recht befriedigend, indem die 5 *km* lange Basis mit $\pm$ 4 *mm* mittlerm Fehler gemessen wurde.

Es wurde bereits erwähnt, daß das Geoid eine Niveaufläche, also auch eine Fläche konstanten Potentials ist. Wird der mathematische Ausdruck des Potentials in eine Reihe nach Kugelfunktionen entwickelt, so erhielt Helmert bei Beschränkung auf die Glieder zweiten und gewisse Glieder vierten Ranges und unter der Annahme, daß die Trägheitsmomente in der Äquatorebene gleich sind, den Ausdruck U einer Rotationsfläche, die mit dem Namen Sphäroid bezeichnet wird und als Normalform des Geoids angesehen werden kann. Diese Fläche unterscheidet sich nicht sehr von einem Ellipsoid.

Aus dem Ausdrucke U läßt sich nun der Wert g der Schwerkraft ableiten, indem er der differentiellen Änderung von U dividiert durch den Abstand in der Lotrichtung oder in erster Näherung durch die Entfernungsänderung vom Schwerpunkte gleich ist. Um die numerischen Werte der Koeffizienten zu erhalten, muß g in einer entsprechenden Form aus den Beobachtungen dargestellt werden.

Eine solche Formel

$$g = 978.046\ cm\ (1 + 0.005\,302 \cdot \sin^2 B - 0.000\,007 \cdot \sin^2 2B)$$

ist aber für die Meeresfläche aus den Beobachtungen der Schwerkraft von Helmert abgeleitet worden, wobei der Koeffizient von $\sin^2 2B$ nach theoretischen Untersuchungen von Darwin und Wiechert angenommen ist. Bei dieser neuesten Ableitung sind die Festlands- und Küstenwerte gesondert behandelt worden, und es hat sich dabei das bemerkenswerte Resultat ergeben, daß die Abhängigkeit von der geographischen Breite B aus beiden Reihen dieselbe war.

Die Beobachtungen mußten hierbei zunächst auf das Meeresniveau (durch die Höhenreduktion) reduziert werden und sind auf das Wiener System (v. Oppolzers Wert für das Militär-geographische Institut) bezogen worden. Denn da fast sämtliche Schwerkraftsmessungen relativ sind und an verschiedene absolute Bestimmungen der Länge des Sekundenpendels angeschlossen wurden, so war es nötig, auch diese absoluten Messungen untereinander zu vergleichen, um alle auf dieselbe Länge des Sekundenpendels zu beziehen. Dies ist in neuester Zeit in fast allen Ländern geschehen, und es hat sich dabei eine gute Übereinstimmung gezeigt.

Die Bestimmung der Gestalt des Sphäroids ist deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil aus der Berechnung der Meridiankurve desselben ein Wert der Abplattung (1 : 298.3) erhalten werden kann. Da die Pendelbeobachtungen leicht vermehrt und besser über die Erdoberfläche verteilt werden können, als andere Messungen, so ist diese Abplattungsbestimmung derjenigen aus Gradmessungen vorzuziehen.

Die Vergleichung der nach der angegebenen Formel berechneten Schwerkraft und der tatsächlich beobachteten ist aber anderseits wichtig für unsere Kenntnis von der Massenverteilung in der Erde und berührt überhaupt geologische Interessen.

Zum Zwecke dieser Vergleichung muß von der beobachteten Schwerkraft derjenige Teil abgezogen werden, der von der Anziehung der zwischen dem Meeresniveau und der Beobachtungsstation befindlichen Massen herrührt, um nur den andern Teil übrig zu behalten, der von den dem Sphäroide angehörenden Massen ausgeht.

Die Abweichungen zwischen beobachteter und berechneter Schwere sind ein Maß für die Abweichungen des Geoids von seiner Normalform, dem Sphäroide. Um sie anschaulich zu machen, ist der Begriff der ideellen störenden Schichten im Meeresniveau von Nutzen.

Wenn nämlich diese Abweichungen in Anomalien der Massenverteilung ihren Grund haben müssen, so läßt sich doch nicht ohne weiteres entscheiden, in welcher Tiefe diese Massenanhäufungen oder -defekte sich befinden, da eine größere Masse in größerer Tiefe denselben Einfluß haben kann, wie eine geringere in kleinerer Entfernung unter dem Meeresniveau.

Eine Annahme darüber wird umgangen, wenn man die Masse (unter Voraussetzung einer bestimmten Dichtigkeit derselben, z. B. der mittlern Dichte der Erdoberfläche) im Meeresniveau gelegen oder, richtiger ausgedrückt, auf das Meeresniveau kondensiert denkt (ähnlich wie elektrische Massenbelegung). In graphischer Darstellung kann man die Massen nach beiden Seiten von der durch eine gerade Linie dargestellten Meeresfläche zu gleichen Teilen auftragen und etwa durch Schraffierung als positive oder negative kenntlich machen.

Durch Vergleichung der Messungen längs eines Meridians mit den im selben Meridiane beobachteten Lotabweichungen kann man eine vollständig unabhängige Bestätigung der Massenverteilung erhalten, wie dies bei den Messungen längs der Meridiane Schneekoppe-Kolberg und Elsterwerda-Arkona von seiten des Geodätischen Institutes der Fall war.

Die große Ausbreitung der Schwerkraftsbestimmungen ist der Methode v. Sternecks mit invariabeln Halbsekundenpendeln zu danken."

Schließlich gedenkt Prof. Galle der Schwerkraftsbestimmungen von Hecker auf dem Atlantischen Ozeane. Sie ergaben, daß die In-

tensität der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozeane nahezu normal ist, indem sie der Helmertschen Schwereformel sehr gut entsprach. Dadurch wird die Hypothese von Pratt von der isostatischen Lagerung der Massen der Erdkruste bestätigt. Wie die äußern Kontinentalmassen annähernd durch Massendefekte in der Tiefe kompensiert sind, so tritt auf der Tiefsee eine Kompensation durch eine größere Dichtigkeit des Meeresbodens ein, die man sich nach Faye etwa durch stärkere Abkühlung durch das Meereswasser, als den in gleicher Tiefe liegenden Erdschichten von bedeutend höherer Temperatur erklären kann.

Eine graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung der Erde durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten hat S. Zöllner gegeben.[1]) Diese Bestrahlung wurde u. a. von Lambert, Meech und Wiener theoretisch behandelt, und von diesen hat insbesondere der letztere eine ziemlich erschöpfende, und zwar rein mathematische Bearbeitung des Gegenstandes geliefert. Bei ihm findet sich auch eine graphische Darstellung der Stärke der täglichen Insolation, jedoch nur für einige spezielle Fälle, durchgeführt. Nun erkennt man hieraus zwar den Verlauf der Intensität während eines Tages, es dürfte aber doch Vorteile bieten, wenn man gleichzeitig auch die Änderungen der Stärke und Dauer der Bestrahlung mit wechselnder Breite und zu verschiedenen Jahreszeiten während einiger aufeinanderfolgender Tage übersehen könnte.

Zöllner hat deshalb eine ausgedehntere graphische Darstellung geliefert, die geeignet ist, einen raschen Überblick über alle in Betracht kommenden Verhältnisse zu gewähren.

Die einzelne Tageskurve entsteht dadurch, daß die Stunden als Abszissen und die zugehörigen Werte der Intensitäten als Ordinaten abgetragen werden. Hierbei ist die Intensität I_0 bei senkrechtem Auffalle der Strahlen gleich 1 gesetzt und hierfür eine passende Länge willkürlich gewählt. Die Stärke der Bestrahlung, die ein horizontales Flächenstück bei schräg auffallenden Strahlen erfährt, ist dann proportional dem Kosinus des Einfallswinkels ε, der mit der Zenitdistanz der Sonne übereinstimmt.

Die Tageskurven sind für ein Halbjahr der nördlichen Hemisphäre gezeichnet, für geographische Breiten, die vom Pole bis zum Äquator von 15 zu 15° fortschreiten, wobei die Wendekreise noch besonders eingefügt sind. Es sind immer drei aufeinanderfolgende Tage der Monate Januar bis Juni gewählt, um die Dauer der Unterbrechung erkennbar zu machen, und zwar gerade der 20., 21. und 22. eines jeden Monates, um in die gleichweit abstehenden Gruppen auch Äquinoktium und Solstitium einreihen zu können., Für das zweite Halbjahr und die südliche Hemisphäre würden sich — abgesehen von geringern Änderungen, die durch die hier nicht be-

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1906. p. 92.

rücksichtigte elliptische Gestalt der Erdbahn bedingt wären — dieselben Kurven, nur in umgekehrter Reihenfolge, ergeben..

„Man übersieht bei dieser Art der Darstellung zunächst, wie bedeutend die Schwankungen in Dauer und Intensität der Bestrahlung in polaren Breiten, wie gering sie dagegen in der Nähe des Äquators, sind. Am Äquator selbst dauert die Insolation beständig zwölf Stunden, die größte Schwankung beträgt nur $^1/_{10}$ der ganzen Intensität.

Im Winter nimmt die Intensität und Dauer vom Äquator gegen den Pol hin rasch ab. Das Maximum $I = 1$ liegt noch südlich des Äquators, und zwar jeweils in derjenigen Breite, für die $\beta - \delta$ (geogr. Breite minus Deklination der Sonne) $= 0$. Der Wert $I = 0$ am Mittag tritt jedesmal in der Breite ein, wo $\beta - \delta = {}^1/_2\,\pi$.

Zur Zeit des Äquinoktiums ist die Bestrahlungsdauer für die ganze Erde zwölf Stunden geworden, die Intensität durchläuft vom Pole zum Äquator alle Werte von 0 bis 1.

Nach dem Frühlingsäquinoktium nimmt die Dauer der Insolation gegen die nördlichen Breiten hin beträchtlich zu, erreicht den Grenzwert 24 Stunden, wenn $\varphi = 90 - \delta$; in den höhern Breiten ist sie $> 24^h$.

Beim Sommersolstitium endlich hat das Maximum sich bis zum Wendekreise verschoben. Die Dauer hat bereits beim Polarkreise den Wert 24^h erreicht. Am Pole beträgt die Intensität $^4/_{10}$; er erhält an diesem Tage die größte Strahlensumme auf der ganzen Erde.

Diese eben erwähnten Strahlensummen, die ein Punkt während eines Tages empfängt, sind repräsentiert durch die Flächen zwischen Kurve und Abszissenachse.

Bei der ganzen Betrachtung sind wie bei den Arbeiten der oben erwähnten Forscher nur die Verhältnisse des sogenannten solaren Klimas behandelt. Der Einfluß der Atmosphäre, der ellipsoidischen Gestalt der Erde und der Elliptizität der Erdbahn ist hier vernachlässigt. Die relativ geringen Änderungen, die sich aus der Berücksichtigung dieser Faktoren ergeben würden, wären ohne große Schwierigkeiten zu berechnen und in die Zeichnung einzufügen, aber abgesehen von einigen extremen Fällen würden die dadurch eintretenden Änderungen kaum merklich hervortreten. Ebenso könnte man aber auch die Ausstrahlung nach dem Weltraume, sowie die andern Elemente, welche eine Wärmeentziehung bewirken, in Betracht ziehen. Würde man die Größe der Ausstrahlung als negative Koordinate auftragen, so ergäbe sich eine für das ganze Jahr kontinuierliche Kurve, und die Fläche zwischen dieser Kurve und der Abszissenachse würde dann die abgegebene Wärmemenge darstellen. Die Summe der jährlichen Ein- und Ausstrahlung ist für die ganze Erde gleich Null. Die entsprechenden Flächen wären also inhaltsgleich. Nun gibt es aber Breiten mit überwiegender jährlicher Einstrahlung und solche mit überwiegender jährlicher Ausstrahlung,

dazwischen Linien gleicher Ein- und Ausstrahlung. Es gibt ferner, wenigstens in gemäßigten Breiten, eine Jahreszeit, in der die Einstrahlung, und eine solche, in der die Ausstrahlung überwiegt.

Es würde sich also auch für jeden einzelnen Tag je nach Breite und Jahreszeit ein Überschuß an Ein- oder Ausstrahlung ergeben, dem in der graphischen Darstellung eine positive oder negative Differenz der Flächen entspräche. Für einige Tage würde diese Differenz Null werden, nämlich für die, welche zwischen den Zeiten überwiegender Ein- und Ausstrahlung liegen.“

Eine neue Untersuchung über Polhöhenschwankungen veröffentlicht Prof. Dr. R. Schumann.[1]) Er äußert sich in dieser Arbeit folgendermaßen:

„Bei der unter dem Namen „Polhöhenschwankung“ bekannten Erscheinung sind bisher hauptsächlich zwei Perioden hervorgetreten, eine von jährlicher und eine von etwas mehr als 14 monatlicher Dauer; außerdem scheint ein Zyklus von rund sechs Jahren zu bestehen. Für die Dauer der an zweiter Stelle genannten Periode gelten im besonderen die Werte nach Chandler 427 Tage, nach Bakhuyzen 431 Tage. In jüngster Zeit hat Kimura den Wert 437 Tage dafür abgeleitet. Aus theoretischen Untersuchungen fand Sir William Thomson 441 Tage.

Mit diesen zwei Perioden lassen sich die Schwankungen der Polhöhe leidlich interpolatorisch darstellen. Es ist aber sicher erkannt worden, daß systematische Abweichungen und Mißstimmigkeiten auftreten, die mit der Beobachtungsgenauigkeit nicht verträglich sind.

Ferner ist aus anderweiten, nicht ausschließlich zur Bestimmung der Schwankungen unternommenen Reihen bekannt:

1. daß bisweilen die Polhöhen aus verschiedenen Zeiten zu sehr voneinander abweichen, auch nach der Reduktion wegen der Schwankung;

2. daß bei den Bestimmungen der Aberrationskonstanten, die auf der Annahme der Konstanz der Polhöhe und der Lotlinie beruhen, sich Unterschiede von rund 0.5″ ergeben, während die beigeschriebenen Unsicherheitsgrenzen nur solche von einigen 0.01″ zulassen.

Die Ursache solcher Mißstimmigkeiten ist bisher weniger in Eigenheiten der Polhöhenschwankung selbst gesucht worden, als in meteorologischen Vorgängen, anomaler Refraktion, die einer gesetzmäßigen Veränderlichkeit unterworfen sein müsse, in Mängeln der Methoden und der Instrumente.“

Die Untersuchungen von Prof. Schumann beziehen sich nun auf solche, dann gibt er systematische Abweichungen, Mißstimmigkeiten und Periodizitäten, ferner eine besondere Untersuchung über die

[1]) Astron. Abhandlungen als Ergänzungshefte zu den Astron. Nachr. Nr. 11. Kiel 1906.

Aberrationskonstante, und schließlich wird der Versuch gemacht, einen wesentlichen Teil dieser Eigentümlichkeiten auf eine gemeinsame mögliche Ursache zurückzuführen.

Auf das rechnerische Detail dieser wichtigen Arbeit kann an dieser Stelle natürlich nicht eingegangen werden, dagegen sollen die Schlußbemerkungen, welche das Ergebnis der Arbeit darstellen, hier mitgeteilt werden. Prof. Schumann sagt dort: „Durch die vorstehenden rechnerischen Untersuchungen bin ich zu der Überzeugung gekommen, daß gesetzmäßig veränderliche Schwankungen von nahezu täglicher Periode und in meßbarer Größe die zugrunde liegenden Reihen zur Bestimmung der Polhöhe, der Polhöhenschwankung und Aberrationskonstante wesentlich beeinflußt haben.

Wie ein direkter Nachweis des Bestehens solcher Schwankungen erfolgen kann, ist nicht schwer zu sehen; er würde am sichersten zu führen sein, wenn die Ursachen derselben bekannt wären. Jedenfalls sind unter anderm wichtige Beiträge zur Lösung folgender Fragen zu erwarten:

1. ob Erdkörper, Erdachse, Lotlinie außer Schwankungen von langer Periode auch solche von täglicher Periode und von der Ordnung der Größe 0.1″ ausführen;

2. ob eine oder mehrere Eigenschwingungen von kurzer Periode vorhanden sind, und welche Körper (Erdkruste und Erdkern?) dieselben veranlassen; eine Beeinflussung durch den Mond erscheint nicht ausgeschlossen;

3. ob sich nicht das zurzeit bestehende Mißverhältnis zwischen äußerer und innerer Genauigkeit, sowie verschiedene Mißstimmigkeiten bei solchen Messungen heben lassen, bei denen bisher die Konstanz der Polhöhe und der Lotlinie im Verlaufe des Tages vorausgesetzt wurde.“

Wenn man annehmen darf, daß das sogenannte Kimurasche Glied der Polhöhenschwankung durch Verschiebung des Schwerpunktes der Erde längs ihrer Rotationsachse infolge von Massentransporten des Meeres und der Atmosphäre von einer zur andern Hemisphäre im Jahreslaufe entsteht, so könnte man das tägliche Glied der Schwankungen durch ähnliche Umsätze infolge von meteorologischen Vorgängen erklären.

Die Resultate des internationalen Breitendienstes von 1902,0 bis 1906,0. Hierüber berichtete Prof. Th. Albrecht[1]) und zeigte, daß im Jahre 1905 eine weitere Abnahme der Amplitude der Polbewegung eingetreten ist, jedoch in geringerm Grade, als a priori zu erwarten war.

Die Bewegung des Poles auf der Erdoberfläche ist durch Marcel Brillouin von besondern Gesichtspunkten aus betrachtet worden.[2])

---

[1]) Astron. achr. Nr. 4121.
[2]) Compt. rend. **143**. p. 437.

Er kommt aus einer Diskussion der von Prof. Albrecht seit 1890 veröffentlichten Kurven dieser Polbewegung zu folgenden Ergebnissen. Die Polbewegung setzt sich zusammen:

1. aus einer kleinen Bewegung, deren Pol der Mondmonat ist, und die eine äußere Ursache hat. Ihre Amplitude betrug 1890 bis 1891.5 etwa 0.042".

2. aus Bewegungen, die durch Kräfte innerhalb der Erde verursacht werden und bisweilen plötzlich zu verschiedenen Zeiten einsetzen.

3. Dem nachfolgenden allmählichen Erlöschen der Bewegung entspricht eine Abnahme der Größe der Schwankung, die vielleicht variabel ist je nach den Modifikationen der innern Ursache.

Wenn in der Tat im Innern der Erde wirksame Kräfte eine solche Rolle bei der Polschwankung spielen, so hat das Aufsuchen periodischer Glieder dieser Schwankung keinen Sinn, denn jede plötzliche Änderung der im Erdinnern wirkenden Kräfte verändert alle Konstanten dieser periodischen Glieder. Brillouin macht darauf aufmerksam, daß die große Änderung der Schwankung im Jahre 1891 zusammenfällt mit dem heftigen Erdbeben vom 28. Oktober 1891 in Japan, auch Milne hat eine Anzahl ähnlicher Koinzidenzen angegeben.

Lotabweichungen. Die Verwertung der astronomisch-geodätischen Arbeiten zur Ermittlung der Figur der Erde wurde seitens des K. Preußischen Geodätischen Instituts gefördert durch Prof. Börsch. Er veröffentlichte[1]) seine Rechnungen über die Lotabweichungsgleichungen für das Gebiet nördlich der Längengradmessung in 52° Br. innerhalb Deutschlands und Dänemarks. Für die betreffenden Stationen wurden auch die Lotabweichungen für das ausgewählte Bezugsellipsoid aufgestellt.

Bestimmungen der Schwerkraft auf dem Indischen und Großen Ozeane. Wie früher mitgeteilt worden,[2]) hat Prof. Dr. Hecker durch Beobachtungen am Barometer und Siedethermometer sehr genaue Bestimmungen der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozeane ausgeführt. Seitdem hat er eine Reise auf dem Indischen und Großen Ozeane zu ähnlichem Zwecke gemacht und berichtet jetzt über die ausgeführten Beobachtungen und den Stand der Reduktionsarbeiten.[3])

Auf der Reise nach Australien an Bord des Norddeutschen Lloyddampfers „Weimar" (5000 Reg.-Tons) hat er an 40 Tagen (mit Einschluß der Beobachtungstage in den verschiedenen Häfen) 69 Reihen von Siedethermometer- und Barometervergleichungen ausgeführt, die

---

[1]) Veröffentl. d. K. Preuß. Geodätischen Instituts N. F. 1906. Nr. 28. Lotabweichungen Heft 3.

[2]) Vergl. dieses Jahrbuch **12** p. 157; **14** p. 164.

[3]) Veröffentl. d. K. Preuß. Geodätischen Instituts N. F. 1906. Nr. 26. p. 36.

sich im wesentlichen auf die Strecke Neapel-Melbourne verteilen. Die Gesamtzahl der Ablesungen an den sechs Siedethermometern beträgt etwa 2500. Die zugehörigen Barometerstände sind durch Messung am Mikrometermikroskop aus den Aufzeichnungen der fünf photographisch registrierenden Quecksilberbarometer zu ermitteln; ihre Zahl beträgt etwa 2100. Die Ausmessung hat begonnen und wird doppelt durchgeführt werden. Die Reduktion der Siedethermometerbeobachtungen ist beendet.

Die Bestimmung der Schwerkraft auf dem Großen Ozeane wurde von ihm zunächst auf der Reise von Sydney nach San Francisco an Bord der „Sonoma" (6000 Reg.-Tons) ausgeführt. Er erhielt an 25 Tagen 50 Sätze von Siedethermometer- und Barometervergleichungen. Die Siedethermometerablesungen, etwa 1800, sind bereits reduziert, ebenso sind die Luftdruckbestimmungen mittels der Quecksilberbarometer, etwa 1500, aus den Registrierungen durch doppelte Messung abgeleitet. Auch die meisten der zur Reduktion dieser Bestimmungen erforderlichen Korrektionen sind bereits ermittelt.

Eine zweite Reihe von Schwerkraftsbestimmungen auf dem Großen Ozeane wurde von ihm auf der Reise von San Francisco nach Yokohama an Bord der „Manchuria" (14 000 Reg.-Tons) ausgeführt.

Auf dieser Reise wurden an 23 Tagen 44 Sätze von Beobachtungen gewonnen, die im ganzen etwa 1600 Siedethermometerablesungen und 1300 Bestimmungen des Luftdruckes durch die Quecksilberbarometer umfassen. Auch für diese Reise sind die Barometerstände bereits durch doppelte Ausmessung der Registrierungen ermittelt, und es ist der größte Teil der zur Reduktion erforderlichen Korrektionen berechnet. Die Bearbeitung der Siedethermometerablesungen für diese Reise ist beendet.

Auf dem Festlande wurden von ihm an neun Stationen Schwerkraftsbestimmungen durch Pendelbeobachtungen ausgeführt, deren Bearbeitung bereits abgeschlossen ist. Es sind dieses die folgenden Stationen: Melbourne, Sydney, San Francisco, Tokio, Zi-ka-wei, Hongkong, Bangkok, Rangun, und Jalpaiguri. Die Ergebnisse dieser Beobachtungen sind im Tätigkeitsberichte des Zentralbureaus für das Jahr 1905 mitgeteilt. Der durchschnittliche mittlere Fehler einer Schwerkraftsbestimmung auf einer Station beträgt $\pm 0.000015\,m$.

Oberflächengestaltung.

Über langsame mikroseismische Niveauänderungen verbreitete sich John Milne in der Royal Society.[1])

„Die Seismographen," sagt er, „zeigen außer Erzitterungen und Pulsationen auch langsame Änderungen des Niveaus an. Neben dieser allgemeinen Bewegung verraten die Instrumente auch die

[1]) Proceedings of the Royal Society 1906. Ser. A. 77. p. 365.

Existenz von Wellen, welche eine Verschiedenheit der Bewegungsrichtung zu verschiedenen Jahreszeiten anzeigen. Diesen aufgelagert finden wir ferner Aufzeichnungen von Niveauänderungen, welche mit Schwankungen in dem Unterschiede der Belastung zu beiden Seiten einer Beobachtungsstation verknüpft sein mögen. Wenn ein Horizontalpendel gegen das Gebiet höchsten Luftdruckes schwingt, weist es offenbar auf eine Änderung hin, die direkt oder indirekt mit dem barometrischen Drucke verbunden ist. Die Menge des Wassers in den Brunnen, in Drainröhren und den Quellen ändert sich nach den Beobachtungen mit den Schwankungen des atmosphärischen Druckes. Wo dies stattfindet, werden Vorgänge unter der Oberfläche enthüllt, welche ausreichend sein können, um Änderungen im Oberflächenniveau entstehen zu lassen. Wenn ein Trupp von 76 Mann bis auf 16 oder 20 Fuß an die Universitätssternwarte in Oxford heranmarschierte, fand man, daß ein Horizontalpendel innerhalb des Gebäudes eine Ablenkung in der Richtung der vorrückenden Belastung angab.

Die Beobachtung, daß die Oberfläche sich senkt in der Richtung einer Belastung, die sie trägt, kann jedoch ganz unerwartet modifiziert werden; den festen Fußboden eines Kellers am Strande zu Ryde sah man mit dem Steigen der Flut im Solent nach dem Lande hin sich neigen, während die zu erwartende Richtung der Niveauänderung die entgegengesetzte war. In diesem Falle hat sehr wahrscheinlich das steigende Wasser die eigene Gravitationswirkung kompensiert, indem es die Drainierung unter der Oberfläche zurückdrängte mit dem Erfolge, daß der Strand flott gemacht und gehoben wurde. Sehr ausgesprochene Niveauänderungen erfolgen an manchen Stationen während nasser Witterung. Auf der Insel Wight, in Shide, das am Abhange eines durch einen Kalksattel gebildeten Tales liegt, deuten, wenn starker Regen eintritt, Wasserwagen und Horizontalpendel ein Kippen nach dem Talbette an. Wenn man von diesen beobachteten Bewegungen annehmen darf, daß sie sich bis zum Talbette erstrecken, kann man sagen, daß beim Regen die Steilheit jeder seiner Seiten vergrößert wird. Bei schönem Wetter ist die Richtung der Bewegung die umgekehrte. Eine regelmäßigere Bewegung findet man jedoch in einer Erscheinung, die als die tägliche Welle bekannt ist. Bei der gleichen Annahme über die Ausdehnung der entsprechenden Bewegung finden wir, jedoch nur bei schönem Wetter, daß die Richtung der Bewegung der Abhänge desselben Tales während der Nacht derjenigen entspricht, die man bei feuchtem Wetter beobachtet. Am Tage ist sie dieselbe wie bei schönem Wetter. Man könnte das Tal als sich öffnend und schließend bezeichnen. Ähnliche Beobachtungen sind an den beiden Abhängen eines Tales gemacht worden, das in Tokio im Alluvium geschnitten ist.

Diese tägliche Bewegung wird nur an Tagen bemerkt, die hell und sonnig sind. An trüben, wolkigen oder nassen Tagen ist sie klein

oder nicht registrierbar. In einer Kammer, 13 Fuß unter der Oberfläche, die in weichem Boden ausgehöhlt war, wo die Temperaturänderungen sehr klein sind, habe ich die tägliche Bewegung ganz ebenso ausgesprochen gefunden wie in benachbarten Betrieben an der Oberfläche, wo die Temperaturänderungen verhältnismäßig groß waren. Ich habe sie nicht beobachtet in Höhlungen, die im Felsen in Tiefen von 50 und 100 Fuß gemacht waren. Zu Bidston jedoch in dem Neuen Roten Sandsteine sind in der Tiefe von 19 Fuß Änderungen 0.1″ und 0.2″ von Zeit zu Zeit aufgezeichnet worden. In flacher offener Landschaft ist die Schwankung stets gering.

Einen Einfluß, der wahrscheinlich eine bedeutende Rolle in der Erzeugung dieser Bewegungen spielt, kann man in der verschiedenen Belastung und Entlastung der benachbarten Gebiete durch Sonnenwirkung vermuten. Bei nassem Wetter führen infolge des Durchsickerns unter die Oberfläche und seitlicher Drainierung, im allgemeinen die Abhänge und der Boden eines Tales, in dem das Wasserniveau gestiegen ist, eine größere Belastung als die angrenzenden Höhen. Unter diesen Umständen kann der Boden eines Tales sich sacken, und seine Abhänge können sich nach innen schließen. Bei schönem Wetter hingegen kann sich infolge der Verdunstung und Drainierung eine Bewegung in entgegengesetzter Richtung einstellen. Die dem Öffnen eines Tales entsprechende tägliche Bewegung bei schönem Wetter kann eine teilweise Erklärung finden in der Entfernung von Last durch die Verdampfung, aber mehr noch durch die Pflanzentranspiration. Diese Vorgänge sind ausgesprochener am Tage als in der Nacht und streben, das Durchsickern und Drainieren unter der Oberfläche nach dem Talbette zu verringern. Die verhältnismäßig kleine Rückbewegung in der Nacht kann teilweise zugeschrieben werden einer Zunahme der Talbelastung in der Nacht, zu welcher Zeit die Transpiration und Verdampfung durch Kondensation an und unter der Oberfläche ersetzt ist. Da Transpiration und Verdampfung zur Nachtzeit am kleinsten sind, kann man annehmen, daß das seitliche Durchsickern und Oberflächendrainieren nach dem Bette eines Tales vermehrt ist, und möglicherweise als eine Folge dieses Vorganges fand man das Wasservolumen in manchen Brunnen und das in manchen Flüssen und Drainröhren fließende größer in der Nacht als am Tage.

Ein anderer Vorgang, der eine nächtliche Zunahme des unterirdisch fließenden Wassers herbeiführen kann, ist die Ausdehnung der Luft im Boden durch die langsam absteigende Wärme des vorangehenden Tages, da diese Ausdehnung das Grundwasser in Wege zwingt, wo das Entweichen leicht ist.

Die für die besprochene Erscheinung gegebene Erklärung mag sich als mangelhaft herausstellen; aber die Tatsachen bleiben, daß ringsum an der Erdoberfläche tägliche Oberflächenverzerrungen beobachtet werden können, die in Größe und Richtung variieren,

und daß der Regen von meßbaren Änderungen in der Böschung mancher Täler begleitet ist. Dies sind sicherlich Tatsachen, die anerkannt werden müssen.[1])

Die heutigen Anschauungen über das Karstphänomen behandelte G. Berg in der Deutschen geolog. Gesellschaft.[2]) Er wies darauf hin, wie die Einsturztheorie für die meisten Fälle der Erosionstheorie weichen mußte, und Mojsisovic zuerst für die Entstehung der Poljen die Wirkung gebirgsbildender Kräfte (Sattelbildungen und Verwerfungen) in Anspruch nahm. Weitere Fortschritte verdankt unser Verständnis der Karstentstehung den Forschungen von J. Cvijić. Seine Untersuchungen über die Dolinen haben gezeigt, daß solche Gebilde auch ohne vorhergehende Höhlenbildung als einfache Folge des Versickerns atmosphärischer Niederschläge in durchlässigen und löslichen Gesteinen entstehen, und daß die Bildung der Karstwannen, das sind Einsenkungen weiter Gebiete durch verstärkte Dolinenbildung, den Anstoß zur Entstehung von Poljen geben kann. Die Arbeiten von Alfred Grund brachten rationellere Anschauungen über die Verteilung der unterirdischen Wässer im Karstgebiete und über die Ursache der periodischen Überschwemmungen in den Poljen.

Berg schilderte zuletzt im Zusammenhange die Entstehung eines Karstgebietes, wie wir sie uns nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse vorzustellen haben und kommt dabei in der Hauptsache zu denselben Resultaten, die neuerdings von A. Penck dargelegt wurden. Es wird indessen angenommen, daß die Mehrzahl der Poljen durch Einsenkung von Karstwannen bis auf den Grundwasserspiegel entstanden sei. Die Vertiefung solcher Wannen muß so lange gleichmäßig fortschreiten, bis sie den obersten Hochwasserhorizont erreicht. Von da an wird sie sich verlangsamen durch den Wegfall der chemischen Erosion in einem Teile des Jahres; unter den untern Grundwasserspiegel aber wird sie niemals fortschreiten können, da dem stagnierenden Grundwasser keine lösende Kraft mehr innewohnt. So muß die Vertiefung einer Karstwanne gerade zwischen dem obersten und untersten Grundwasserstand Halt machen, also naturgemäß zur Herausbildung periodisch überschwemmter Poljen führen. Da nun die Mehrzahl der Poljen diesem Typus angehört, so können wir umgekehrt schließen, daß die Poljen in der Regel aus Karstwannen entstanden sind. Betrachtet man sie als Senkungsfelder zwischen Verwerfungen, so könnte ein Absinken der Scholle bis zwischen die beiden extremen Wasserstände nur in besonderm Zufalle einmal eintreten. Bei dem ausgesprochenen Hange aller Verwerfungen in mehrern parallelen Systemen aufzutreten, müßte man auch eine größere Regelmäßigkeit der Umgrenzung der Poljen erwarten, wenn sie als Schollenversenkungen gedeutet werden sollen.

[1]) Naturw. Rundsch. **21**. p. 357.
[2]) Monatsbericht d. Deutschen geolog. Ges. 1905. Nr. 1.

Die Annahme der Entstehung von Poljen aus Karstwannen führt auch diese Karstgebilde auf die lösende Fähigkeit senkrecht versickernden Wassers zurück, auf dieselben Bedingungen (lösliches Gestein und tiefer Grundwasserstand), denen auch Dolinen, Höhlen, Schlote und alle andern Karstbildungen ihr Dasein verdanken. Im normalen Gebirge fließt das Wasser oberirdisch bis zur Erosionsbasis ab, im Karstgebirge verfällt es unterirdisch bis auf den Grundwasserspiegel. Während die normalen Gebirge durch die mechanisch erodierende Kraft des Wassers abgetragen werden, ist ein Karst ein Gebirge, welches unter der chemisch lösenden Kraft des Wassers in sich zusammensinkt.

Dolinen. Über Dolinen macht Fr. Katzer (Sarajevo) einige wertvolle Mitteilungen.[1]) Er hebt hervor, daß die von Cvijić sogenannten Schwemmland- oder alluvialen Dolinen besser als Bodensenkungsdolinen zu bezeichnen seien, „dem Wesen der bezüglichen Einsenkungen entsprechend, welches darin besteht, daß das Erdreich, welches sich über einer zur Schlotbildung neigenden Unterlage ausbreitet, in einen solchen unterirdischen Hohlraum einsinkt, was zwar nicht auf einmal bis zur ganzen Tiefe der spätern Doline, aber doch ruckweise vor sich geht.

Derartige Bodensenkungsdolinen sind in den verkarsteten Gebieten Bosniens überall vorhanden, wenn auch nicht sonderlich häufig. Man trifft sie sowohl auf den Matten der Hochgebirge, als auf den grasbedeckten Flächen des Mittelgebirges und Hügellandes, meist auf Kalk, aber auch auf Gips. Eine Vorbedingung ihrer Entstehung scheint nebst der mäßig geneigten oder ebenen Bodenbeschaffenheit das Vorhandensein einer Vegetationsdecke zu sein, deren verfilztes Wurzelwerk dem Erdreiche jene Festigkeit verleiht, die ausreicht, um es über einer Schlotmündung eine Zeitlang im Zusammenhang schwebend zu erhalten.“

Nach einem wolkenbruchartigen Regen am 16. Oktober 1901 war Katzer Augenzeuge der Bildung einer Doline. „Als ich,“ berichtet er, „nachmittags von Tukbobija gegen Mehmedagici ritt, entstand in der Nähe der Kôte 377 der Karte, links vom Wege, wenige Schritte vor mir, auf einer regenfeuchten, vormittags aber wahrscheinlich überschwemmt gewesenen Stelle eine Doline.

Mit einem Rucke sank eine kreisrunde Rasenfläche von annähernd 2 *m* Durchmesser ca. 40 *cm* tief, in der Mitte etwas mehr als an den Rändern ein. Das diesen Vorgang begleitende Geräusch war geringfügig, fast nur bewirkt durch das Zerreißen des verfilzten Rasens und den Nachfall einiger Erdschollen. Die Umrandung der entstandenen Doline war nahezu vertikalwandig und scharf, jedoch von mehrern, den Einbruch stückweise begleitenden Parallelrissen

[1]) Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. Berlin **57**. p. 233.

durchzogen. Auch am Rande des abgesunkenen Dolinenbodens war durch Risse eine Loslösung unregelmäßiger Schollen angedeutet.

Meine Begleiter waren von der Dolinenbildung durchaus nicht überrascht, sondern behaupteten, die gleiche Erscheinung, welche im Frühjahre und Herbste gar nicht selten sei, schon öfters beobachtet zu haben. Die Dolinen seien meist größer, manchmal auch kleiner und gewöhnlich tiefer als die von mir gesehene. Die Inundation des Polje wirke auf die neugebildeten Dolinen verschiedentlich: Einige werden unter der Wasserbedeckung mehr oder weniger ausgeebnet, indem die Ränder verwischt, sowie die Böschungen abgeflacht werden, und am Boden sich Sediment ablagert. Sie bilden dann mit Vegetation überwucherte Unebenheiten von verschwommen, kreisrundem Umrisse im Poljeboden, deren Entstehung aus einer Bodensenkungsdoline nicht immer sicherzustellen ist. Andere vertiefen und erweitern sich durch fortschreitende Bodensenkung entweder schon während der Wasserbedeckung und bleiben auch noch nach Austrocknung des Polje eine Zeitlang Tümpel, oder aber die Einsenkung erfolgt erst nach dem Rückzuge des Wassers, in welchem Falle sehr scharf konturierte Bodensenkungsdolinen entstehen."

Über unterirdische Dolinenbildung berichtet Katzer zwei Beispiele: „Im Jahre 1900 wurde in dem an der westlichen Peripherie der Kreisstadt Banjaluka befindlichen landesärarischen Kohlenbergbaue beim Abbaue in ungefähr 35 *m* Tiefe unter der Tagesoberfläche eine Doline durchörtert, die Verfasser besichtigen konnte. Die trichterförmige Doline war im Liegendmergel des Kohlenflözes entstanden und teilweise mit dem lettigen Residuum des zersetzten Mergels und mit Kohlenbrocken erfüllt. Das Kohlenflöz war in die Doline nachgesunken und dabei zerbröckelt und zerrieben worden. Von den Hangendmergeln waren nur die unmittelbar auf dem Flöze auflagernden Schichten ebenfalls verbrochen, die höhern Bänke zum Teile eingebogen, aber sonst intakt. Die Entstehung dieser unterirdischen Doline ist völlig klar. Die braunkohleführenden oligomiozänen Schichten von Banjaluka sind in dem Ablagerungsabschnitte, in welchem zurzeit der Bergbau umgeht, flach nach Südosten geneigt und werden von meist nach Westen, jedoch auch nach Osten steil einfallenden Klüften durchsetzt. Das auf den Schichtfugen zusitzende Wasser benutzt vorzugsweise diese Klüfte zur Einsickerung in die Tiefe und verursacht entlang derselben eine Aufweichung und Auflösung des Liegendmergels. So entsteht im Mergelkalke unter dem wenig permeablen Kohlenflöz als erter Ansatz der spätern Doline zunächst wohl nur ein geringer Hohlraum mit von seinen Wänden und seinem Grunde in die Tiefe verlaufenden Zersetzungskegel. In diesem wirkt das weiter zusickernde Wasser fortan umso stärker auflösend, als dem Kohlenflöze entstammende Säuren seine zersetzende Kraft wesentlich erhöhen müssen. Und wenn dann der mit dem Lösungsresiduum des Mergels ausgefütterte Dolinenhohlraum eine ge-

wisse Größe erlangt hat, bricht das ihn überdeckende Kohlendach zusammen und sackt, je mehr die Doline wächst, desto tiefer in dieselbe nach. Auf diese Weise entsteht schließlich eine unterirdische Doline, welche im Laufe der Zeit durch Abtragung der über sie hinwegsetzenden Hangendschichten zu einer Oberflächendoline werden kann.

Einen solchen tatsächlichen Fall illustriert vortrefflich eine Doline bei Umci in der Kamengrader Braunkohlenablagerung nordwestlich von Sanskimost."

Die tektonische Gestaltung Südafrikas. Auf der Naturforscherversammlung zu Stuttgart (1906) schilderte Prof. Penck die geographisch-geologischen Verhältnisse des Binnenlandes von Südafrika. Als Teilnehmer der British Association for the advancement of Science hat er der Tagung derselben in Kapstadt und Johannesburg beigewohnt und dadurch Gelegenheit gehabt, eine über 1000 *km* sich erstreckende Exkursion durch Südafrika mitzumachen. Auf diese Weise hat er in wenigen Wochen mehr zu Gesichte bekommen als ein gewöhnlicher Forschungsreisender in Monaten. Auf Grund dieser Forschungen schilderte er Südafrika. Dasselbe bildet eines der großen Hochländer der Erde, in der Mitte von 1000 bis 1500 *m* Höhe, dacht es seewärts verhältnismäßig rasch ab. Überall steigt der Weg ins Innere steil, häufig stufenförmig an und führt schließlich zu einem jäh abfallenden Plateaurande. Ist dieser erstiegen, so steht man auf verhältnismäßig ebenem Boden. Das ist das Schema, welches durch alle möglichen Variationen hindurchklingt, und an solchen ist kein Mangel. Wer von Kapstadt landeinwärts geht, passiert andere Landschaften als der von East-London kommende; anders ist der Weg von Durban ins Innere, als der von Lourenço Marques. Penck gelangte zu folgender Auffassung des Reliefs von Südafrika: Südafrika bildet eine großartige verbogene Rundfläche, deren seewärtiger Abfall von Tälern durchfurcht ist. Zwischen diesen Tälern findet sich stellenweise, namentlich im östlichen Natal, noch ein Überrest der ehemaligen Rumpffläche. Weiterhin sind die Talgehänge miteinander verwachsen, und das Härtere aus dem Weichern meist stufenförmig herausgearbeitet. Der Steilrand, welcher die Hochfläche Südafrikas umrahmt, stellt nichts anderes dar als das gemeinsame Hintergehänge aller Täler. Penck vergleicht diesen Steilrand mit der Rauhen Alb, hebt jedoch hervor, daß er nicht ausschließlich und allein wie jene einem bestimmten Gesteine folgt, sondern von einem zum andern überspringt, so etwa wie ein Gebirgsabfall, der in Württemberg sich anfänglich an den Weißen Jura und später an die Keupersandsteine knüpfen würde. Er betont bezüglich der Gebirge des Kaplandes, daß hier zwar in ähnlicher Weise wie in dem schweizerischen Jura die Schichten gefaltet seien, daß aber die Erhebung der einzelnen Gebirgsketten nicht unmittelbar an die Faltung anknüpfe, sondern bedingt

sei durch die Widerstandsverhältnisse der einzelnen Gesteine. Die Ketten des Kapgebirges sind nichts anderes als stehengebliebene Überreste der großen durch Verbiegung einer Rumpffläche entstandenen Böschung zwischen dem innern Hochlande und der See. Die innere Hochfläche dacht sich zum großen Binnengebiete der Kalahari ab, aus dem nur zwei Flüsse zum Meere gelangen: der Oranjefluß und der Sambesi. Beide Flüsse haben große Wasserfälle. Penck schilderte die des Sambesi als durchaus eigenartig. Der große 1500 *m* breite Fluß stürzt sich in einen engen Abgrund, aus dem er in enger, zickzackförmig verlaufender Schlucht weiterfließt. Diese Schlucht ist bisher auf ein System von Spalten zurückgeführt worden, doch ist es gelungen, Beweise für ihren Ursprung durch rinnendes Wasser beizubringen. Sie ist ausgefurcht vom Strome, der ursprünglich seinen Wasserfall weiter unterhalb gehabt hat. Derselbe ist um mindestens 10 *km* zurückgegangen, seitdem Menschen in Südafrika wohnen, wie aus Funden von uralten Steinwerkzeugen sich ergibt. Die Flußverhältnisse des südafrikanischen Binnenlandplateaus, das heute im wesentlichen durch den Oranje- und den Sambesifluß entwässert wird, zeigen eine auffallende Jugendlichkeit. Zahlreiche Erscheinungen sprechen dafür, daß Südafrika in frühern Erdperioden noch weit wasserärmer als heute und geradezu eine Wüste gewesen sein muß, die keinen Abfluß zum Meere hin hatte. Die wenig wasserreichen damaligen Flußbetten hatten Ursprung und Ende im Binnenlande, und ihnen ist die Entstehung des heutigen Landschaftsbildes der Kalahariwüste zuzuschreiben. Eine weitere interessante Beobachtung Pencks ist die, daß die Tilit genannte südafrikanische Formation aus verhärtetem Moränenmateriale besteht und geologisch anders als bisher aufzufassen ist. Penck fand zwischen karbonischen und Permschichten ausgeprägte Spuren einer südafrikanischen Eiszeit, wie sie für das entsprechende Zeitalter auch in Indien und Australien festgestellt worden ist. Da diese Spuren einesteils bis hart an die Grenze des Tropengürtels heranreichen und anderseits auf eine ausgiebige Inlandvergletscherung ähnlich des heutigen Grönlands hindeuten, so stehen wir bezüglich ihrer Ursache vor einem Rätsel. „Keinesfalls,“ sagt Penck, „kann man annehmen, daß jemals, mit Ausnahme der Umgebung des Äquators, die ganze Erde vergletschert gewesen sei. Man hat an Verschiebungen der Erdachse gedacht, die aber naturgemäß den Nordpol ebenso gut wie den Südpol betreffen müßten. Zur Erklärung der südafrikanischen Eiszeit können sie nicht in Frage kommen, da in den Permschichten der Nordhemisphäre alle Anzeichen einer Eiszeit fehlen. Auch die Annahme einer zeitweiligen vertikalen Hebung Südafrikas ist nicht angängig, da es sich, um in der Nähe des Äquators eine so ausgiebige Vergletscherung hervorzurufen, um allzu große Höhen handeln würde. Ist doch auch Tibet nicht vergletschert, weil in solch beträchtlichen Höhen die Luft trocken und die Niederschlagsmenge gering ist. Es bleibe

also zur Lösung des südafrikanischen Rätsels nur die Annahme ausgedehnter horizontaler Verschiebungen übrig, wie sie auch anderwärts festgestellt sind.

Die Drumlins im nordschwedischen Küstengebiete. Als Drumlins bezeichnet man flach gewölbte Grundmoränenformen mit einer mehr oder weniger hervortretenden Längenachse in derselben Richtung, wie die Eisbewegung und die Gletscherschrammen. Zu ihrer Charakteristik gehört weiter, daß sie oft einen Kern von festem Gesteine oder losem, geschichtetem Materiale haben, welcher entweder in ihrem mittlern Teile oder an dem einen Ende begraben ist. Sie treten gewöhnlich geschart auf und sind besonders innerhalb der lokalen Endmoränenzüge der letzten Vereisung häufig, so daß die am besten entwickelten Drumlinslandschaften diese Lage haben. Die Dimensionen der Drumlins schwanken zwischen sehr weiten Grenzen, mit Höhen von nur wenigen Metern bis gegen 100 *m* und Längen von minder als 100 *m* bis zu mehrern Kilometern. Das Verhältnis zwischen Länge und Breite ist ebenfalls sehr variabel, indem einerseits Drumlinsformen vorkommen, welche ein nur sehr schwach elliptisches bis fast zirkelrundes Grundprofil zeigen, anderseits solche, deren Länge das 10- bis 20 fache der Breite erreichen kann. Die extremen Formen scheinen im allgemeinen nicht zusammen aufzutreten, sondern die Drumlins einer und derselben Gegend sind gewöhnlich einigermaßen gleichartig, besonders in bezug auf die Verhältniszahlen für Länge und Breite. Drumlins wurden zuerst (1833) aus Irland beschrieben, im Anfange aber von den oft gleichgestalteten nunmehr als fluvioglazial erkannten Åshügeln nicht unterschieden. Ihre wahre Natur als Grundmoränen wurde zuerst (1864) von Close erkannt, welcher ihre Eigentümlichkeiten in Bau und Auftreten so vollständig beschrieb, daß später nur wenig Neues hinzugefügt worden ist. Etwa aus derselben Zeit (1835) stammen die ersten Beobachtungen über Drumlins in Nordamerika, wo sie auch mit den zu dieser Zeit lebhaft diskutierten schwedischen Åsar verglichen wurden. Genauer wurden sie dort zuerst von Agassiz (1864) studiert, welcher sie unter dem Namen „horse-backs" beschrieb. Diese ältere Drumlinsliteratur, zu welcher übrigens auch andere Forscher beigetragen hatten, wurde indessen so wenig beachtet, daß die Drumlins gewissermaßen von neuem entdeckt wurden, als um 1880 Warren Upham und andere nordamerikanische Quartärgeologen ihre Aufmerksamkeit auf sie richteten. Der von Upham benutzte Name „lenticular hills" wurde, nachdem man an die ältern irländischen Arbeiten erinnert worden war, von Davis gegen den dort eingeführten Term Drumlins vertauscht. Nachher ist dieses keltische Wort, das etwa Erdhügel, Erdrücken bedeuten soll, als gemeinschaftlicher Term für alle flachgewölbten Grundmoränenerhebungen in der wissenschaftlichen Literatur eingebürgert worden. Er umfaßt also die „linear" oder „elongated ridges", die „elliptical" und „mamillary hills" und die „embryonal drumlins" oder „drumloids" von Chamberlin (1883).

Über die Bildungsweise der Drumlins gehen die Meinungen hauptsächlich in zwei verschiedene Richtungen, die eine sieht in den Drumlins Ablagerungsformen der Grundmoräne, die andere betrachtet sie dagegen als Erosionsformen. Die erste Anschauung dürfte von der Mehrzahl der Quartärgeologen geteilt sein, welche sich mehr eingehend mit Moränenstudien beschäftigt haben.

Wie aus Großbritannien und Nordamerika sind Drumlins auch aus dem nordalpinischen Glazialgebiete beschrieben, sowie auch aus Holland, Norddeutschland und den Ostseeprovinzen.

In der Geologischen Landesuntersuchung Schwedens werden manchmal Moränenrücken erwähnt, welche parallel mit den Glazialschrammen gehen. Gegenstand systematischer Untersuchungen sind sie indessen kaum geworden, und es ist nicht leicht, aus den meistens sehr knappen Beschreibungen zu beurteilen, ob oder wie weit sie zu den Drumlinsmoränen zu rechnen sind.

Oft werden sie als Seitenmoränen und Mittelmoränen bezeichnet. Die ersten nähern Erläuterungen und theoretischen Betrachtungen über dergleichen Bildungen werden von Sederholm aus Finland gegeben. Es geht aus seinen Auseinandersetzungen deutlich hervor, daß diese „Moränenrücken" im innern Finland, welche durch ihr gesellschaftliches Auftreten der Landschaft einen ausgeprägt streifigen Charakter verleihen, parallel mit den Schrammen und normal gegen die große Randmoräne Salpausälkä verlaufen und aus Grundmoräne mit einem Kerne von festem Felsen bestehen, mit den amerikanischen Drumlins identisch sind. Sederholm erklärt ihre Bildung aus dem hemmenden oder schützenden Einflusse, welchen aufragende Berghügel auf die Bewegung des Grundmoränenmateriales ausübten. Sowohl aus der Arbeit von Sederholm, als aus der Beschreibung von H. Berghell ergibt sich, daß diese Grundmoränenrücken dort zusammen mit andern (aus Oberflächenmoräne gebildeten) gleichgerichteten Moränenrücken vorkommen, so daß der streifige Landschaftscharakter, welcher sich auf der letztgenannten Karte so shön geltend macht, nicht ausschließlich auf Drumlins zurückzuführen ist. Nach Berghell scheint es sogar, als ob es die lockern Oberflächenmoränenrücken seien, die überwiegend an dem Hervorbringen dieses landschaftlichen Charakters beteiligt gewesen sind.

Vereinzelte Drumlinsmoränen sind von De Geer aus der Provinz Dalsland beschrieben, und derselbe Verfasser scheint auch geneigt zu sein, in einigen andern Gegenden im mittlern Schweden, wo die Spezialkarten das Vorhandensein mit der Eisbewegung paralleler Moränenrücken zeigen, Drumlins zu sehen, welche er mit dem mehr umfassenden Namen Radialmoränen bezeichnet. Ferner hat zur letzten Zeit Munthe Drumlins in Westergötland und auf Öland gefunden. Endlich hat A. G. Högbom schon 1881 das ausgeprägt streifige Landschaftsbild des Westerbottnischen Küstengebietes zum Teil den Ablagerungsformen der Moräne zugeschrieben, welche in derselben Richtung wie die Schrammen und die durch Glazialerosion gebildeten Bergrücken und Täler ausgezogen sind.

Auch später hat er bei Sommerbesuchen in seiner Heimat im nördlichen Westerbotten vereinzelte Grundmoränenrücken von Drumlinscharakter gefunden, aber erst im Sommer 1904 diesem Landschaftstypus in dem südlichen Teile von Westerbotten ein näheres Studium gewidmet und schließlich erkannt,[1]) daß die ganze Küstenzone von Westerbotten zwischen Nordmaling im Süden und Skelleftea im Norden, eine Strecke von etwa 180 *km* Länge und 10 bis 20 *km* Breite, als eine Drumlinslandschaft zu bezeichnen ist.

Die am meisten ausgeprägte Drumlinslandschaft findet man in der Küstengegend vom südlichen Westerbotten. Wenn man sich dort in nördlicher Richtung von der Küste entfernt, tritt dieser Charakter der Landschaft mehr zurück. Die Drumlins werden spärlicher, weniger regelmäßig und sozusagen gröber ausgebildet, erreichen wohl auch oft gleichzeitig größere Höhe. Weil die Gneiß- und Granitberge mit der Entfernung von der Küste größere Dimensionen bekommen, ist das disponible Moränenmaterial öfters nicht hinreichend gewesen, sie vollständig zu überschütten, weshalb die Drumlins nicht vollendet wurden, sondern auf einem gewissermaßen embryonalen Stadium verblieben sind. Sie erscheinen dann oft als in der Richtung der Eisbewegung ausgezogene, schweifartige Anhängsel zu den Rundhöckerbergen. Es gibt in dieser Weise einen allmählichen Übergang zwischen typischen Drumlins mit einem vollständig begrabenen Kerne zu Gneis- und Granitbergen mit einem in der Topographie wenig merkbaren Grundmoränenschweife auf ihrer Leeseite. Dieser Schweif ist jedoch durch seinen Bau, sein flach gewölbtes Querprofil und seine Richtung nicht von den echten Drumlinsrücken zu unterscheiden. Die Westerbottnische Drumlinslandschaft hat in ihrer nördlichen Fortsetzung auf der

---

[1]) Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala. **6**. p. 178.

Strecke Umea-Skelleftea etwa denselben Charakter wie in den innern Teilen des südlichen Gebietes. Wegen des auch hier mehr hervortretenden Reliefs im Untergrunde ist das Moränenmaterial nicht hinreichend gewesen, die Bergrücken zu überschütten, sondern sie treten gewöhnlich als kopfartige Anschwellungen an den prolimalen Enden der Drumlins hervor, oder diese sind nur als schweifartige Anhängsel auf der Leeseite der Gneis- und Granitberge ausgebildet. Hin und wieder kann man jedoch auch hier typisch ausgebildete langgezogene Drumlinsrücken ohne hervortretenden Gesteinskern finden. Als eine Folge des Bergreliefs sind Seen und Tonablagerungen hier häufiger als auf der Strecke Nordmaling-Umea. Die Seen haben in dieser Drumlinslandschaft dieselbe Tendenz, wie die Berghöhen sich parallel mit der letzten Eisbewegung und den Schrammen zu orientieren. Diese Eigentümlichkeit ist auf die Wirkung des Eises zurückzuführen, nicht als primäre, die Eisbewegung dirigierende Landschaftsform anzusehen. Das Eis hat somit hier die Streifigkeit der Landschaft teils durch seine in dem Felsengrunde ausskulptierten Erosionsformen, teils durch die Ablagerungsformen des Moränenmateriales hervorgebracht. Nun ist es zu bemerken, daß die Eisbewegung in der ganzen hier in Betracht gezogenen Drumlinslandschaft eine anomale gewesen ist, indem eine stark hervortretende Abweichung von der übrigens herrschenden NW—SO-lichen Richtung zu eine mehr N—S-liche Richtung stattgefunden hat, und daß diese Richtungsveränderung, wie Högbom gezeigt hat, durch Beeinflussung eines am Ende der Eiszeit der Bottnischen Depression folgenden Eisstromes zu erklären ist. Man kann daher die verschiedenen Wirkungen des Eises (die den Felsengrund erodierende und die drumlinsbildende, akkumulierende Wirkung) nicht auf ganz verschiedene Zeitabschnitte verteilen, so daß das Eis zuerst die Erosionsformen hervorbrachte und nachher zu einer ablagernden Tätigkeit überging.

Högbom erwähnt, daß die Drumlins und drumlinsartigen Moränen sich nicht nur topographisch geltend machen, sondern daß sie auch auf die Verteilung der Pflanzenformationen und auf die menschliche Kultur einen merkbaren Einfluß üben. Die Bauerndörfer liegen oft mit ihren Häusern reihenförmig an den Drumlinsrücken angeordnet, und die Seitenböschungen der Drumlins bilden gewöhnlich den ältesten Kulturboden, welcher für Ackerbau zuerst in Anspruch genommen wurde. Die Tonebenen und Moore, welche sich zwischen den Drumlins ausbreiten, wurden erst in späterer Zeit mit zunehmender Bevölkerung und mit dem Einführen zeitgemäßer Agrikultur als Acker benutzt. Die oft aus festem Felse heraufragenden Proximalenden der Drumlins sind, wenn sie sich etwas über die nächsten Umgebungen erheben, ganz allgemein mit Uferschotter und Grand umrandet, welche nur für Waldwuchs geeignet sind, weshalb diese Partien mit ihren kahlen Rundhöckerfelsen und waldigen Böschungen oft einen auffallenden Kontrast gegen die kultivierten schweifartigen Distalpartien mit ihren Ansiedlungen bilden. Auch auf die Physiognomie der Seen setzt die Drumlinslandschaft ihr Gepräge. Nicht nur in den Uferkonturen, sondern auch in den Pflanzenformationen des Ufers und des Wassers ist dies zu sehen. So sind die gegen die Eisbewegung gerichteten Ufer ganz allgemein durch hervorspringende Rundhöckerfelsen, durch einen steinigen, relativ steil abfallenden Boden mit oft bis an die Uferlinie herabgehendem Nadelwalde charakterisiert, während sich die entgegengesetzten Ufer durch flaches Abfallen, Abwesenheit von Felsen und durch die weit hervorspringenden distalen Spitzen der Drumlins auszeichnen. Wiesen und Laubwald sind an diesen Ufern vorherrschend, und weit verbreitete wechselnde Pfanzenformationen kommen hier in dem Wasser vor, während sie an den erstgenannten Ufern ganz fehlen oder mehr untergeordnet auftreten. Diese Unterschiede treten auch dann deutlich zum Vorscheine, wenn die Hauptrichtungen des Ufers mit den Drumlins einen nur sehr spitzen Winkel bilden.

Die hier beschriebene Drumlinslandschaft an der Westerbottnischen Küste ist an das Gebiet der anomalen Gletscherbewegung gebunden. Wenn

man die bottnische Küste weiter nach Norden verfolgt, treten die Drumlinsformen mehr zurück und spielen nicht mehr eine so hervorragende Rolle in der landschaftlichen Physiognomie; vereinzelt oder gruppenweise kann man sie jedoch die ganze Küstenzone entlang bis nach Haparanda, wenn auch meistens nur rudimentär ausgebildet, beobachten. Ebenfalls hören sie auf, oder werden sie wenigstens selten, wenn man von der Küste nach innen kommt, wo die Gletscherbewegung die normale NW-liche Richtung gehabt hat.

Eine zweite Drumlinslandschaft kommt auch in der Provinz Westerbotten vor, nämlich auf dem etwa 250 *m* hohen Plateau, welches sich im Innern der Provinz nach Westen über die Lapplandsgrenze hin verbreitet. Dieses Drumlinsterrain ist zwischen den Flüssen Vindeln und Pitea-elf am besten ausgebildet, und es wird von der Bahn zwischen den Bahnhöfen Hällnäs und Myrheden in etwa nordsüdlicher Richtung durchschnitten. Während die Drumlins des vorigen Gebietes submarin auf einer Tiefe von 200 bis 300 *m* gebildet worden sind, hat die Drumlinsbildung hier supramarin stattgefunden, was sich daraus ergibt, daß dieses Gebiet im ganzen oberhalb der höchsten marinen Grenze (etwa 230 *m* über dem heutigen Meeresniveau) liegt. Diese Verschiedenheit der Bedingungen für die Eisabschmelzung in den zwei Drumlinsgebieten gibt sich besonders in der Beschaffenheit der Oberflächenmoränen kund, welche hier eine in der Topographie ganz anders hervortretende Rolle spielen als in dem Küstengebiete. In dem letztgenannten muß das Landeis mit einem etwa 300 *m* hohen Steilabfalle in dem Meere gestanden haben. Oberflächliches Moränenmaterial dürfte unter solchen Umständen kaum auf dem Eise vorhanden gewesen sein, und die in den tiefern Schichten des Eises eingeschlossenen innern Moränen dürften zum großen Teile bei der Kalbung des Eises weggeführt worden sein. Die auf der Grundmoräne abgelagerten Moränenbildungen sind deshalb in diesem Gebiete meistens ziemlich zurücktretend; die oberflächlichen, lockern und sandigen Moränenbildungen, welche man in derartigen Gebieten gewöhnlich als Oberflächenmoränen bezeichnet, sind teils durch die Brandungen während der säkularen Landhebung umgelagerte Grundmoränen, teils dürften sie die tiefsten, zum Absatz gelangten Partien der Binnenmoränen des Landeises repräsentieren, in welchem Falle sie sich auch nicht besonders scharf von den oft wenig gepackten und gepreßten Arten der Grundmoränenbildungen abheben. Es ist in diesen Gegenden, wo die Moräne auf großer Meerestiefe gebildet wurde, wie schon oben angedeutet worden, nicht immer leicht, die Obergrenze der Grundmoräne festzustellen, da die letztere oft wenig gepackt ist und aus grandigem oder sandigem Materiale mit nur wenig abgenutzten Geschieben besteht. Wenn die Grundmoräne durch allmähliche Akkumulation aus den innern Moränen gebildet wurde, liegt in diesen ihren Eigenschaften nichts auffallendes, da sie ja in solchem Falle Übergangsformen dieser Art zeigen muß.

In den supramarinen Ablagerungsgebieten dagegen, wo das Eis eine allmähliche Verdünnung gegen die Grenze gezeigt haben muß, so daß die eingeschlossenen innern Moränen schließlich, wenigstens teilweise, als Oberflächenmoränen auf dem Eise zum Vorscheine kamen, und wo alles Moränenmaterial beim Abschmelzen des Eises auf den Boden abgesetzt wurde, haben diese supraglazialen Ablagerungen eine weit größere Bedeutung. Hier begegnet man oft ausgezeichneten Moränenlandschaften, durch ein unregelmäßig kleinhügeliges Terrain charakterisiert, wo vielgestaltige Hügel und Rücken mit moorigen Senken und kleinen Seen und Tümpeln ein chaotisches Durcheinander bilden. Die Hügel und Rücken zeigen auch in bezug auf das sie zusammensetzende Material einen bunten Wechsel. Blockbeladene und blockarme, sandige und lehmige Moränenhügel wechseln schnell und scheinbar ganz regellos miteinander, und fluvioglaziale Grand- und Schottermassen können entweder ganze Hügel aufbauen oder an ihrem Aufbaue beteiligt sein. Oft entwickeln sich scharfe kleine Rücken oder reihenförmig angeordnete Hügelrücken, welche eine Strecke lang eine vorherrschende Richtung in Über-

einstimmung mit der Gletscherbewegung behalten, um in ihrem weitern Verlaufe andere Richtungen einzuschlagen, oder sich in regellos verteilte Hügel aufzulösen. Diese Rücken wechseln auch betreffs des Materiales zwischen typischer Moräne und fluvioglazialartigen Massen. Obgleich diese Moränenhügel und Rücken gewöhnlich nicht größere Dimensionen erreichen, indem sie meistens eine Höhe von nur einigen Metern, selten von 10 bis 15 *m* haben, ziehen sie leicht die Aufmerksamkeit auf sich und können das Entdecken der Drumlinsmoränen, welche nicht so leicht auffallend topographische Formen darbieten, mehr oder minder erschweren.

Die von Högbom beschriebenen nordschwedischen Drumlinslandschaften zeigen, wie dieser betont, im Vergleiche mit den am besten entwickelten außerschwedischen Drumlinsgebieten einige Eigentümlichkeiten, die ihnen ein gewisses theoretisches Interesse verleihen. Sie sind nicht, wie anderswo gewöhnlich ist, an bestimmte, durch Endmoränengürtel markierte Stillstandsstadien der Eisverbreitung gebunden, sondern sie treten in Gegenden auf, wo sich die Wirkungen des Eises im ganzen weit mehr durch Erosion als durch Aufschüttung kundgeben. Es ist deshalb Moränenmaterial für den Aufbau von Drumlins nicht in solcher Menge wie in den peripherischen Teilen der großen Glaziationsgebiete vorhanden gewesen, und es war folglich oft nicht hinreichend zur vollständigen Überhüllung der Bodenerhebungen, welche den ersten Anstoß zur Bildung dieser Akkumulationsformen der Grundmoräne gaben. Als ein Ausdruck für die verhältnismäßig starke erosive Tätigkeit des Eises in den hier behandelten Gebieten dürfte auch das Vorherrschen stark langgezogener Drumlinsformen anzusehen sein. Auf dieselbe Ursache ist teils direkt, teils indirekt das häufige Hervortreten fester Gesteinskerne an den proximalen Enden der Drumlins zurückzuführen. Auch die Rundhöckerformen und die von der Gesteinsart und dem Streichen der Gneise unabhängigen langgezogenen Bergrücken bekunden eine nicht geringe erodierende Wirksamkeit des Eises, welche um so mehr auffallend ist, als sie, wenigstens im Küstengebiete, in eine Zeit verlegt werden muß, welche von der Bildungszeit der Drumlins nicht wesentlich verschieden sein kann.

Die Halbinsel Sabbioncello, welche einen Teil der Südküste von Dalmatien bildet, ist nur durch eine äußerst schmale Landenge, an welcher das Städtchen Stagno liegt, mit dem Festlande verbunden. Kein Geringerer als Erzherzog Ludwig Salvator weist nachdrücklich auf die Möglichkeit und Nützlichkeit der Durchstechung dieser Landenge hin. Die dalmatinische Küste wird bekanntlich von einer Reihe langgestreckter, schmaler, von Südost bis Nordwest streichender Inseln begleitet, die ehemals dem Festlande angehörten. Durch tektonische Störungen wurden Teile des Landes losgelöst; die schmalen Kanäle aber zwischen den Inseln werden gewöhnlich als ehemalige Längstäler aufgefaßt. Auf diese Weise sind die zahlreichen Inseln vom Quarnero an im Norden bis Ragusa im Süden entstanden. Stellenweise muß die Senkung des Terrains eine schwächere gewesen sein, so daß noch eine Verbindung mit dem Festlande geblieben ist, und so entstanden Halbinseln, die im allgemeinen dieselbe Form und Streichungsrichtung haben wie die Inseln. Das auffallendste Beispiel für diese Erscheinung bildet die mehr als 70 *km* lange und rund 342 *qkm* Terrain umfassende Halbinsel Sabbioncello (Peljesac), die schon im Altertume genannt wird und gut besiedelt gewesen sein muß. Die Griechen nannten sie Hyllis, und bei Dio Cassius und

Plinius kommt sie unter dem Namen Rhatanae Chersonesus vor. Dort, wo sich jetzt die Ortschaft Stagno Grande befindet, ist sogar schon auf der Peutingerschen Tafel ein „Turris Stagno“ verzeichnet. Die ziemlich bergige Halbinsel schiebt sich mit ihren nordwestlichen Ausläufern zwischen die Inseln Lesina und Curzola, während ihr im Südwesten Meleda vorgelagert ist. Der Meeresarm zwischen Festland und Halbinsel im Nordwesten heißt Canale della Narenta und in seiner südöstlichen Fortsetzung Canale di Stagno Piccolo; von Südosten her greift der Canale di Stagno Grande tief in die Halbinsel ein, und das Terrain zwischen beiden Kanälen mit den Ortschaften Stagno Grande und Stagno Piccolo bildet den etwa $1^1/_2$ *km* breiten Isthmus, durch welchen die Halbinsel zurzeit noch mit dem dalmatinischen Festlande zusammenhängt. Tektonische Störungen in Form von Erdbeben kommen in Dalmatien noch immer vor; das bedeutendste Erdbeben in historischer Zeit scheint dasjenige vom Jahre 1667 gewesen zu sein, wobei unter anderm auch Ragusa stark gelitten hat. Das Gebiet der Landenge und die Kanäle sind vielfach versumpft und ungesund; die Bevölkerung leidet stark unter der Malaria, und wiederholt ist öffentlich auf diesen Übelstand aufmerksam gemacht worden; durch Baggerungs- und Aufschüttungsarbeiten ist seitens der Seebehörde in den letzten Jahren auch etwas geschehen. Die Bevölkerung glaubt aber, daß durch einen Kanal zwischen den beiden genannten Städten nicht nur die sanitären Verhältnisse sich bessern würden, sondern daß dadurch auch der Handel und der Verkehr wesentlich gehoben werden könnten. Die Idee, Sabbioncello zu einer Insel zu machen, ist nicht neu; schon zur Zeit der Franzosenherrschaft wollte General Marmont diese Arbeit unternehmen, aber mit dem Abzuge der Franzosen, die verhältnismäßig viele und große Kulturarbeiten in Dalmatien geschaffen haben, verlor sich auch das Interesse an diesem Unternehmen. Ernste Studien wurden erst 1894 durch die Marinesektion des Reichskriegsministeriums ausgeführt, und Erzherzog Ludwig Salvator hat jetzt in einem besondern Werke[1]) die Resultate dieser sorgfältigen Vermessungen dargestellt. Verfasser bespricht die eventuellen Vorteile eines solchen Kanales, wobei zu unterscheiden ist, ob es sich um einen Kanal handelt, der nur von den kleinen Küstendampfern zu benutzen wäre, wozu dann eine Tiefe von 3 *m* genügt, oder ob derselbe auch als Passage für Kriegsfahrzeuge dienen soll, in welchem Falle Tiefen von 8 bis 9 *m* das mindeste wären. Im letztern Falle wären die Kosten natürlich sehr bedeutend, aber es könnten dann Kriegsschiffe von Fiume an bis Gravosa fast immer den geschützten Weg zwischen Festland und Inseln nehmen mit Ausnahme der Stelle zwischen Sebenico und Spalato, wo eine plumpe Halbinsel weit vorspringt, deren äußerster Punkt aber, Punta Planka, stark befestigt werden soll. Bei starker Bora müßte aber für die

[1]) Über die Durchstechung der Landenge von Stagno. Prag 1906.

Schiffe doch der weitere äußere Weg, möglichst weit vom Lande enfernt gewählt werden. Auch unterseeische Felssprengungen sind sehr kostspielig, und dann müßte der Kanal beständig vor Verschlammung geschützt werden, da die Narentasedimente südwärts getrieben werden. Immerhin liegt hier eine sehr interessante Studie vor über ein Kulturwerk in Dalmatien, welches Land sicherlich lange Zeit hindurch das Stiefkind unter den österreichichen Provinzen gewesen ist.

Bergstürze in Italien. Eine Aufzählung solcher, die in neuester Zeit im Appennin und auf Sizilien stattgefunden haben, gibt Dr. R. Almagià.[1]) Hiernach haben Bergstürze auf der italienischen Halbinsel die größte Bedeutung, da sie in einigen sehr ausgedehnten, geologisch besonders gebauten Gebieten eine verbreitete und häufige Erscheinung bilden, welche durch ihr beständiges Wiederholen nicht unwesentliche morphologische Veränderungen hervorbringt.

Die wichtigsten Bergstürze, besonders diejenigen, welche Ortschaften und Straßen Schaden zufügen, sind fast immer in den Zeitungen erwähnt; oft ereignen sich aber auch große Erdstürze, welche keine schädliche Folge für Menschenleben haben und daher unbemerkt bleiben. Mit systematischer Erkundigung nach diesen Vorgängen befaßt sich seit einigen Jahren die Italienische Gesellschaft für Erdkunde in Rom, welche durch Sendung geeigneter Fragebogen in ganz Italien ein großes Material über die in den letzten Jahren bedeutendsten Bergstürze gesammelt hat.

Almagià hat aus diesem Materiale ein Verzeichnis der wichtigsten Ergebnisse in dem Zeitraume 1896 bis 1905 zusammengestellt. Aus demselben ist erwähnenswert der großartige Erdrutsch (April 1896) im Tale der Parma, welche einige Häuser der kleinen Dörfer Signatico und Curatico zerstörte.

Dieser Erdrutsch bildet die Wiederholung von ähnlichen Erscheinungen, die in den Jahren 1836 und 1879 sich ereigneten. Letztere Bewegung hat durch Versperrung der Parma einen 2 *km* langen See gebildet. Man mußte künstlich den Wässern einen Durchgang durch den Bergsturzwall öffnen; der See aber, erheblich verkleinert, dauert immer fort (Juli 1906).

Am 21. Dezember 1896 ereignete sich ein ungeheuerer, von den Bergen Spicchio (1665 *m*) und Santa Maria (1226 *m*) plötzlich losgetrennter Bergsturz; er begrub das Dorf S. Anna Pelago in der Provinz Modena (ca. 180 Häuser) und eine 2 *km* lange Strecke der Nationalstraße.

Über diese, wohl die bedeutendste in den letzten 50 Jahren stattgefundene Katastrophe dieser Art hat man viel geschrieben. Die Fläche des vom Bergsturze verheerten Gebietes schätzt man auf 7 *qkm*.

---

[1]) Petermanns Mitt. 1906. p. 211.

Das Dorf S. Anna war, wie es scheint, auf dem Ablagerungsgebiete eines viel ältern Bergsturzes aufgebaut.

Am 10. Juni 1901 ereignete sich ein Bergsturz bei Corniglio (Parmatal); zwölf Häuser wurden zerstört, und ein fast 2 *qkm* weites Gebiet mit Straßen, Feldern usw. gänzlich verheert. Bemerkenswert ist die Bildung von fünf oder sechs kleinen Seebecken bei dem Abrißgebiete, von denen die ausgedehntern noch immer vorhanden sind. Corniglio war schon am 12. November 1612 von einem Bergsturze schwer beschädigt worden.

Am 9. Juni 1903: Zerstörung des Dörfchens Vigo in der Provinz Bologna durch einen Bergsturz. Eine ähnliche Erscheinung hatte am 19. März 1852 stattgefunden.

Im Dezember 1905: Der große Erdrutsch bei Frassinoro (Tal des Dragone, Secchia), wegen der in den Jahren 1222, 1598 und 1717 verursachten Verheerungen berühmt, wiederholt seine Bewegung und zerstört alles auf seiner Strecke.

Vom 19. bis 20. September 1905 stürzte ein Teil des Berges von S. Paolina über Sutera (Sizilien) ab; das ganze Dorf Giardinelli und einige Gebäude des Hauptortes wurden schwer beschädigt. Der Felssturz wurde von Schwefelminen am Fuße des Berges verursacht.

„Charakteristisch," bemerkt Dr. Almagià, „für mehrere unter den wichtigsten Bergstürzen der apenninischen Halbinsel ist die periodische Wiederholung der Erscheinung. Man zählt viele Beispiele von Dörfern, die zwei- oder dreimal dieselben Verheerungen erlitten haben.

Unter den gewöhnlichsten Folgen der großen Bergstürze ist die Bildung von Seebecken durch Absperrung zu zählen, welche Seen oft bedeutende Ausdehnung und langjährige Dauer haben. Das bekannteste Beispiel dieser Art ist vielleicht der kleine See von Alleghe im Cadore, welcher durch einen Bergsturz vom Spitzberge im Jahre 1771 gebildet wurde; ein noch älteres und bedeutenderes Beispiel haben wir im See von Scanno (Abruzzen), dessen Ursprung in einem prähistorischen Bergsturze, welcher den Lauf des Sagittario (Aterno) unweit von seiner Quelle absperrte, zu suchen ist. Sehr häufig sind auch die Bildungen kleinerer Seen im Abtrennungsgebiete der Bergstürze."

Die Schwemmlandküste des Arno. Dr. R. Hunger veröffentlichte eine interessante Studie, in welcher er am Arno den Versuch einer Begrenzung des Küstensaumes nach innen macht.[1]) Die behandelte Küste ist eine Art Deltaküste, die ihre Entstehung einerseits der Sedimentation der Flüsse Magra, Serchio und Arno verdankt, anderseits der durch die vorwiegenden Winde bedingten Küstenversetzung; es ist die Küstenstrecke des tyrrhenischen Meeres zwischen

[1]) Mitt. d. Vereins f. Erdkunde zu Leipzig 1905. Leipzig 1905.

Spezia und Livorno. Bei der Durchsichtigkeit des geologischen Aufbaues dieser Gegend handelt es sich bei diesem Versuche um eine Abgrenzung, die auf die Morphologie und Geologie zurückgeht; diese Methode verlangt aber unbedingt einen Einblick in die Entstehung und die Geschichte der Entwicklung des zu untersuchenden Küstenstreifens, die Verfasser deshalb, gestützt auf die zugängliche Literatur, zunächst eingehender behandelt.

Das interessanteste Phänomen an der heutigen Küste ist ihr rasches Vorrücken in das Meer hinaus. Eine zahlenmäßige Bestimmung der Geschwindigkeit dieses Vorschreitens ist von Stefani auf Grund von fünf historischen Daten für die Arnomündung versucht worden, wobei er zu dem Resultate kommt, daß in drei Perioden von etwa 900, 500 und 400 Jahren der Zuwachs auf 2217 *m*, 2683 *m*, 3765 *m* anzusetzen sei, woraus sich als mittlerer Zuwachs 4,71 *m* im Jahre ergeben würde.

Indessen ist dieser Zuwachs sehr unregelmäßig, an einigen Stellen findet sogar Vordringen des Meeres in das Land hinein statt. Indessen läßt sich nachweisen, daß von 1659 bis 1878 der Strand am Südhafen von Viareggio einen Zuwachs von 7,98 *m* aufweist. Nicht minder interessant als diese Ermittlung der Geschwindigkeit des Vorrückens der Küste in der Richtung von Osten nach Westen, also auf einer Linie, wäre die Gewinnung einer Zahl, die auch die angeschwemmte Fläche der Größe nach bestimmen würde. Verfasser konnte wenigstens für die linke Seite der Arnomündung nach den auf dem Katasteramte zu Pisa ausgeführten Messungen diesen Zuwachs der Fläche bestimmen. Es ergab sich hier auf einer Strecke von 2800 *m*, bis wohin ein Ansetzen sich verfolgen ließ, in 53 Jahren ein Flächenzuwachs von 252 382,56 *qm* oder in einem Jahre ein Zuwachs von 4761,93 *qm*. Würde man eine so für die ganze Küste gewonnene Zahl dieser Zuwachsfläche auf ein Rechteck verteilen, dessen eine Seite die heutige Küstenlänge darstellt, so würde die Zahl für die andere Seite gleichfalls den linearen Zuwachs ergeben, den man dann mit der auf die erste Art und Weise gefundenen Zahl vergleichen könnte. Für die linke Arnoseite ergäbe sich aus den mitgeteilten Zahlen z. B. ein mittlerer Zuwachs nach rechts von 1,70 *m*, was einem Abdrängen des Flusses nach Norden zu entsprechen würde.

Der Tian-Schan oder das Himmelsgebirge. Eine Darstellung der geophysikalischen Verhältnisse des zentralasiatischen Himmelsgebirges (Tian-Schan) gab auf Grund der bisherigen Kenntnisse und einer in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführten Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan Dr. G. Merzbacher.[1])

Der Tian-Schan ist ein Kettengebirge von etwa 2000 *km* Länge, das seine mächtigste Entwicklung als eigentliches Hochgebirge im

[1]) Zeitschr. d. Deutschen u. Österreich. Alpenvereins Jahrg. 1906. **37.** p. 121 ff.

strengen Sinne zwischen 41 und 43° nördl. Br. aufweist. Sein Bau ist weit einfacher als der der Alpen. „Dafür," sagt der Verfasser, „treten aber die Einzelglieder in um so gewaltigerer Skala auf. Wir sehen oft auf ungeheuern Strecken, die sich mit einem Male gar nicht überblicken lassen, die gleichen Verhältnisse im geologischen Baue und in der Anordnung der Glieder, sowie in dem davon abhängigen Bewässerungssysteme auftreten. Es wirkt also in der äußern Erscheinung weiter Teile des Gebirges mehr eine ungeheuere, geradezu erdrückende Wucht der Massen als eine Mannigfaltigkeit der Einzelerscheinungen. Die Hauptachsenrichtung des Gebirges ist eine vorwaltende Ost- zu Nordwest- zu Südrichtung. Gegen Westen findet eine fächerförmige Verzweigung der hauptsächlichen Parallelketten statt, nach Osten ein Zusammendrängen der Einzelzüge, von welchen die nördlichen sanft nach Norden, die südlichen hingegen nach Süden geschwungene, flache Bogengestalt annehmen. Dieser Bildung von parallelen Längsketten entspricht auch im allgemeinen das Entwässerungssystem des Gebirges, nämlich Längstallauf der bedeutenden Ströme, von denen nur einer, in seinem Unterlaufe in Quertalrichtung übergehend und die Ketten durchbrechend, eine Ausnahme macht.

Das Entwässerungssystem des Tian-Schan ist aber ein kontinentales, da von den gewaltigen Wassermassen, die auf seinen ungeheuern Firn- und Eisregionen geboren werden, kein Tropfen das Weltmeer erreicht. Die Flüsse nehmen zum Teil sogar schon im Gebirge den Charakter von Steppenflüssen an, und bei ihrem Austritte versiegen sie in den gewaltigen Schuttansammlungen, welche als Ergebnis einstiger glazialer Epochen und mehrfach unterbrochener, wasserreicher Zeitläufte, teils auch infolge der dem jetzt herrschenden kontinentalen Klima entsprechenden, ungeheuern thermalen Gegensätze und der dadurch hervorgerufenen, gewaltig gesteigerten Gesteinszerstörung als ein breiter Gürtel von ungeheuerer Mächtigkeit das Gebirge rings umlagern. Teilweise sammeln sich die Ausflüsse auch in Randseen: im Balchasch, Ala-kul, Ebi-nor im Norden, Baba-kul, Bagrasch-kul und endlich Lop-nor im Süden.

Eine Folge des das Gebirgssystem des Tian-Schan umfassenden Schutt- und Wüstengürtels ist es, daß die Besiedelung schon am Rande des Gebirges auf gewisse, an die Flußläufe gebannte Oasen beschränkt bleibt. Im Innern entwickelten sich menschenreiche Niederlassungen nur in den großen, Feuchtigkeit ansammelnden Senkungsbecken: Ferghanna, Issyk-kul und Ili. Nur einige wenige Täler innerhalb des Gebirges weisen eine ständige Besiedlung auf; die meisten werden vielmehr von nomadisierenden Kirgisen und Mongolen (Kalmaken) mit ihren Herden, und auch dies zum Teile nur ganz flüchtig, durchzogen. Große Teile des Gebirges, selbst durch treffliche Alpenwiesen ausgezeichnete, langgestreckte Täler bleiben auch sogar während des größten Teiles des Sommers menschen-

leer. Dieses Verhältnis im Zusammenhalte mit dem Umstande, daß es hier auch keine Straßen, keine Brücken, keine Unterkunft gibt, wird schon einige Vorstellung von der Eigenart des Reisens im Tian-Schangebirge erwecken.

Auch in vertikaler Entwicklung übertrifft der Tian-Schan unsere Alpen bei weitem, und zwar findet im großen ganzen von Westen nach Osten ein allmähliches Ansteigen der mittlern Kammhöhe gegen den Zentralteil hin statt, von dem aus die Ketten in ihrer Kammerhebung gegen Osten zu allmählich wieder abnehmen. Ebenso macht sich in der Gesamterhebung der einzelnen Kettenzüge ein Ansteigen von Norden nach Süden bemerkbar, worauf nach Erreichung der gewaltigsten Höhe in einer der innersten Ketten das Gebirge wieder stufenförmig nach Süden abdacht. Von einem mauerartigen Abbruche gegen Süden aber, von dem bisher in den Berichten von Reisenden erzählt wurde, kann tatsächlich, wenigstens allgemein gesprochen, keine Rede sein.

Wie erwähnt, war der Zentralteil des Gebirges Schauplatz der Forschungen des Verfassers. „Die mittlere Kammhöhe dieses Abschnittes," sagt Dr. Merzbacher, „übertrifft die unserer Alpen um etwa 2000 *m*, und die Zahl der Gipfel, welche in den innern Ketten des zentralen Tian-Schan sich über 6000 *m* erheben, ist Legion. Die höchste Höhe erreicht das Gebirge in der wunderbar schroffen, eleganten Pyramide des Khan-Tengri, die, bis zu 7200 *m* ansteigend, um mindestens 800 *m* über alle andern Gipfel hinausragt, ein Verhältnis, das in dem umliegenden Panorama deutlich hervortritt. Wenn überhaupt je der viel mißbrauchte Vergleich mit einem Könige und Herrscher auf einen Berggipfel angewendet werden darf, so ist er hier am Platze: Ohne jeglichen Rivalen strebt die eindrucksvolle Berggestalt über Tausenden von eisgepanzerten Gipfeln thronend, empor. Im Gegensatze zu diesen durchaus vergletscherten Bergen ihrer Umgebung zeigt die Pyramidengestalt des Kahn-Tengri an dreien ihrer zu Tale sinkenden Riesenwände, infolge deren enormer Steilheit, viel prallen Fels, Eis aber nur in den Rinnen und Vertiefungen der Steilmauern.

Wer jemals dieses unvergleichliche Denkmal von Schönheit und überwältigender Formengewalt am Firmamente sich profilieren sah, der wird begreifen, warum ihm die in seinem Bannkreise lebenden Völker den Namen „Kahn-Tengri" (Herr des Himmels, mongolisch) verliehen haben."

Dieses Höhenverhältnis des Kahn-Tengri zur Gesamtmasse des Gebirges ist ein ganz ausnahmsweises; man findet dergleichen sonst nur bei Gebirgen, aus deren Masse isolierte vulkanische Kegel herausragen (Elbrus im Kaukasus, Demawend im Albursgebirge, die vulkanischen Kegel der Anden usw.).

Indessen haben die Forschungen Dr. Merzbachers ergeben, daß dieser Gipfel ebenso wie die Zentralachse des zentralen Tian-Schan

nicht aus kristallinischen, sondern aus sedimentären Gesteinen aufgebaut ist. „Allerdings," sagt der Verfasser, „ist zu erwähnen, daß granitische und verwandte Tiefengesteine verschiedenen Alters im Baue der einzelnen Ketten in großen Massiven eine bedeutende Rolle spielen, aber vielfach werden sie von den in noch weit gewaltigern Massen auftretenden Sedimenten, hauptsächlich karbonischen Alters, transgredierend überlagert. Diese auch vielfach umgewandelten Sedimente treten im Baue der höchsten Teile des Gebirges alleinherrschend auf und werden vielfach von jüngern Eruptivgesteinen durchsetzt. Trias, Jura und Kreide konnten bisher, wenigstens im Baue des zentralen Tian-Schan, nicht nachgewiesen werden, sondern nur in den äußern Gebirgsteilen. Der zentrale Tian-Schan stand demnach unter dem Einflusse einer sich über ungeheuer lange Zeiträume erstreckenden Kontinentalperiode, ein Umstand, der die uns heute vor Augen tretenden Eigentümlichkeiten seines Reliefs, durch welche er sich von andern Gebirgen in charakteristischer Weise unterscheidet, erklärlich macht. Erst in der Tertiärperiode war die Masse des Gebirges wieder von ausgedehnten Gewässern umgeben, die auf ungeheure Strecken verbreitete Ablagerungen hinterlassen haben; diese umlagern das Hochgebirge in gewaltigen Mengen, in Gestalt verhältnismäßig niederer Ketten von hauptsächlich tonigen und Mergelgebilden, sowie von Konglomeraten verschiedener Art und Entstehung. Es ist höchst wahrscheinlich, daß an den meisten Stellen diese Wassermassen, wenigstens in der spätern Tertiärperiode, in keinem Zusammenhange mit einem Weltmeere gestanden haben und vielmehr als abflußlose, große Binnenmeere anzusehen sind."

Die große chinesische Tiefebene, schildert auf Grund eigener Studien an Ort und Stelle Dr. E. v. Cholnoky.[1])

Sie verdankt ihre Entstehung höchstwahrscheinlich jenen großen Senkungen, welche in dem V-förmigen Winkel der nordchinesischen und südöstlichziehenden Tsin-ling-Huai-Schan-Bergketten vor sich gingen. Dort, wo sich die divergierenden Gebirgssysteme einander wieder näher traten, umschließen sie das zerklüftete Plateau von Schan-hsi und Schen-hsi, dessen lößbedeckte Hochebenen zu den fremdartigsten Gegenden der Erde gehören.

In größerm Maße nehmen die Senkungen auf der Linie 114° östlicher Länge von Greenwich zu, welche sich bis Korea ausbreiten. Aus dieser großen Senkung erhebt sich bloß Schan-tung gleich einer Insel, und Liau-tung ähnlich einer großen Halbinsel.

Jene große Bruchlinie mit nord-südlicher Richtung, entlang welcher das Hochplateau von Schan-hsi gegen das große chinesische Tiefland zu endet, wird zwischen Tschön-ting-fu und Peking durch eine solche von SSW—NNE-Richtung ersetzt, bei Peking aber, wie es scheint, von einer Bruchlinie anderer Richtung abgelöst, denn hier wird die nördliche Grenze der Ebene durch eine unregelmäßige Linie gebildet, welche im großen ganzen eine ost-westliche Richtung beibehält.

Im südlichen Teile der Mandschurei tritt die Grenze der Senkung wieder deutlicher hervor. Das Tiefland des Liau-ho samt dem Golfe von Petschili,

---

[1]) Gaea 1906. p. 472.

wird von zwei mächtigen Bruchlinien begrenzt, die ich aus eigener Erfahrung kenne. Eine derselben zieht nordöstlich entlang dem Ufer des Petschiligolfes, vereinigt sich dann bei Kirin mit der zweiten Linie, welche, von den Vulkaninseln Miau-tau ausgehend, am westlichen Ufer der Liautunghalbinsel durch Mukden gegen die Täler des Sungari und Amur zu ziehen scheint. Diese Bruchlinie wurde schon durch v. Richthofen konstatiert, auf seinen Karten aber in etwas zu starken Umrissen registriert. Längs dieser Bruchlinie führte mein Weg von Kirin nach Mukden, und konnte ich gelegentlich dieser Reise die überaus wichtige Rolle dieser Linie an Ort und Stelle studieren. Mit ihr nimmt das komplizierte Bergland der Mandschurei gegen die Tiefebene des Daur zu jäh ein Ende. Ebenfalls von den Miautauinseln geht der zweite, der Liau-tung-bruch aus, welcher die Halbinsel von Südosten begrenzt und Korea gleichsam von der Mandschurei lostrennt, da er sich gerade an der Grenze hinzieht. Diese ausgedehnten, sich unter sehr spitzem Winkel schneidenden Bruchlinien verleihen der nordöstlichen Grenze der großen Senkungsebene jene eigentümlich buchtig zerrissene Gestalt, und ist eben dieser Umstand ein Grund, daß wir in tektonischer Hinsicht auch noch das Alluvium des Liau-ho zum großen chinesischen Tieflande rechnen, ja sogar den Golf von Petschili, der als maximale Tiefe nirgends mehr aufweist als 32 *m*, hierher zählen müssen.[1])

Der Schneidepunkt der beiden konvergenten Bruchlinien von Liau-tung ist auf den Miau-tauinseln und dem nördlichen Gipfel des Schan-tung durch rege vulkanische Tätigkeit gekennzeichnet.

Wie es scheint, wird durch die vereinten Bruchlinien auch Schan-tung in zwei voneinander verschiedene Stücke zerlegt, das Gebirgssystem der östlichen, eigentlichen Halbinsel ist dem von Nordkorea ähnlich; die Gebirge auf dem südwestlichen Teile der Halbinsel sind auf ein weiteres Gebiet verbreitet und weisen nach den Beschreibungen und Untersuchungen v. Richthofens ganz dieselbe Schollenstruktur auf, wie das Hochland von Schan-hsi.

Schan-tung blieb demnach über der allgemeinen Senkung als eine Scholle zurück, deren aus archäischen Gesteinen bestehende Berge von jüngern Ablagerungen oder dem Meere umgeben sind.

Die Südgrenze des Tieflandes können wir heute noch nicht einmal mit solcher Bestimmtheit bezeichnen, als die oben genannten. Die nördlichen Hänge des Huaigebirges senken sich allmählich herab zur Tiefebene. Östlich vom Huaigebirge sind uns weder die Terrain-, noch die geologischen Verhältnisse so weit bekannt, daß wir die Grenze bestimmen könnten. Bei Nan-king ist dies teilweise wieder möglich. Hier wenden sich nämlich die SW—NE streichenden Berge mit jäher Biegung plötzlich in eine westöstliche Richtung, um dann auch zu enden.

Ähnlich den erstern nehmen auch Berge im südlichen Gebiete des Jangtsekiang, um den Tai-husee, jäh ein Ende.

Hier läßt sich die Grenze mit genügender Sicherheit ziehen.

Zum großen chinesischen Tieflande müssen wir auch noch jene schmale Ebene rechnen, welche sich entlang dem südlichen Ufer des Ha-ngtschou-Busens zu Füßen der Berge hinzieht. Auch hier enden die Berge jäh, längs einer Bruchlinie; von hochgelegenen, horizontal gelagerten Konglomeratschichten sah ich hinab auf das weit unter mir liegende flache Gebiet. Nach dieser kurzen Umgrenzung des Tieflandes gehe ich auf dessen Hydrographie über.

Wie überall, so werden auch hier die aus höhern Bergregionen kommenden schon entwickelten Flüsse bei ihrem Eintritte in das Tiefland von Schuttkegeln begleitet. Dies wird durch plötzliche Verminderung des Gefälles hervorgerufen. Den Lauf der Flüsse im Tieflande kennzeichnet der große Transport der Sinkstoffe, das schnelle Steigen ihrer Hochwässer, welche eben so schnell wieder abnehmen, sowie ein ausgedehntes Delta, — mit einem Worte diese

[1]) Siehe Cholnoky: Dél-Mandsuország orotektonikai viszonyainak rövid összefoglalása. Földtani Közlöny **29**. 1899.

Flüsse, seien sie auch noch so groß, besitzen einen Wildbachcharakter. Ausgenommen den Jangtsekiang, sind alle Flüsse des großen Tieflandes so geartet, und sind eben deshalb die Wasserverhältnisse dieser Ebene für die Kultur und Bequemlichkeit des Menschen von keinerlei Vorteil. Der Wildbachcharakter kommt hauptsächlich beim Hoang-ho zum Ausdrucke, jedoch nicht minder beim Pei-ho, welcher bei Tien-tsin in das Meer mündet, desgleichen beim Huai-ho, welcher sich an der südlichen Grenze des Tieflandes in den großen Hung-tsisee ergießt.

Der Pei-ho entspringt im Berggebiete der nördlichen Tschili, übersät die Ebene bei Peking mit einer mächtigen Schuttdecke, wendet sich dann südlich durch eine von Überschwemmungen stetig heimgesuchte Gegend, nimmt bei Tien-tsin den viel größern Hun-ho auf, der ein vollkommenes Abbild des Pei-ho ist, vereint sich außerdem noch mit dem Hun-to-ho und Vei-ho,[1]) welche in südwestlich-nordöstlicher Richtung einen langen Weg durch das Tiefland zurücklegen. Die vom Hochlande des Schan-hsi herabströmenden Flüsse haben im nördlichen Teile der Ebene mit den beiden letztgenannten eine eigentümlich südwest-nördliche Richtung gemein. Es scheint, als würde die Neigungslinie der Ebene vom Eintritte des Hoang-ho in das Tiefland ausgehen und durch dieses mit dem Stromungeheuer zusammen in starrer Richtung nach dem Golfe von Petschili laufen.

Diesem Bilde gleicht auch das Flußnetz des südlichen Tieflandes mit dem Unterschiede, daß dieses ein Spiegelbild des erstern ist; auch hier eilen die Flüsse in gerader, starrer Richtung aus der Umgebung Kai-föng-fus nach Südosten und erreichen, größtenteils noch getrennt voneinander, die Peripherie des Tieflandes, woselbst sich der Huai-ho an die Füße der Berge schmiegt. Zu diesem südlichen Teile gehört auch das alte Bett des Hoang-ho, welches von Kai-föng-fu bis an das Meer keinen einzigen Nebenfluß mehr aufnimmt, ja Flüsse, welche in dessen nächster Nähe entspringen, eilen in einer entgegengesetzten Richtung weiter, fächerartig auseinander und suchen, getrennt voneinander, eine Mündung an der Grenze des Tieflandes. Jene Ebene, von welcher diese Flüsse nach allen Richtungen hin strömen, muß eine kegelartige Gestalt mit sehr gelinder Neigung besitzen. Die Spitze dieses Kegels bezeichnet der Austritt des Hoang-ho aus den Bergen, der Kegel selbst aber ist der Schuttkegel desselben Flusses.

Eine Riesenarbeit bewältigt dieser Fluß, indem er von den Lößgebieten des Schan-hsi- und Schen-hsihochlandes die Trümmer der Spalten und Risse mit sich in das Tiefland führt, um dort ganze Reiche zu begraben.

Jedoch nicht allein der Hoang-ho, sondern alle Flüsse und Bäche sind in gleicher Weise tätig. Der Pei-ho, Hun-ho, Hu-to-ho, Tschang-ho, alle bedecken ihre Umgebung mit mächtigen Schuttkegeln dort, wo sie aus ihren cañonartigen Tälern hinaus in die Ebene treten.

Von ihren Schuttkegeln kommen die Flüsse in das Tiefland, welches sie zur Zeit des Hochwassers mit alluvialen Ablagerungen bedecken. Dieser Teil des Tieflandes war jedoch augenscheinlich schon von Beginn an nichts anderes als ein durch die Flüsse mehrfach aufgefülltes Delta, an dessen Bildung auch heutzutage noch durch diese bei ihren Mündungen in riesigem Maße gearbeitet wird.

Das heutige chinesische Tiefland wurde erst im späten Tertiär durch Zurücktreten des Meeres freigelegt. Die ganze chinesische Tiefebene, ja das ganze ostchinesische Senkungsgebiet wird durch ziemlich breite Abrasionsplateaus eingerahmt. Besonders schön ist dieser Plateaustreifen am westlichen Ufer des Liau-tungbusens, dem sogenannten Liau-hsi. Hier zieht sich ein 40 bis 50 *m* hohes, aus archäischen Gesteinen bestehendes Plateau dem Meere

[1]) In Nordchina ist die chinesische Bezeichnung des Flusses „ho“, da der größte Teil von ihnen unschiffbar ist, nennt man sie auch im südlichen China „ho“, während die schiffbaren Flüsse „kiang“ genannt werden.

entlang, welches so entstand, daß die einstigen Anhöhen vom Meere weggewaschen, von den Wellen abgehobelt wurden. Ein ähnliches Bild zeigt sich uns nördlich und nordöstlich von Peking, am Rande des großen Tieflandes. Doch gelang es, diese Felsplateaus auch zu Füßen des Schan-hsihochlandes entlang des ganzen Gebirges nachzuweisen. Von Peking bis zur Hoang-hoebene, dann in enormer Ausbreitung an den nördlichen, ja sogar südlichen Abhängen des Huaigebirges. An den nördlichen Abhängen verschwanden Ketten von beträchtlicher Höhe, sie wurden zu Plateaus abgehobelt, und nur die härtesten Quarze und vulkanischen Gesteine widerstanden dieser allgemeinen Abrasion. Nach den wenigen Daten, die mir zur Verfügung stehen, ist auch Schan-tung von einer solchen Abrasion umgeben, welche bei Wladiwostok, ja sogar im entfernten Süden, in der Inselwelt um Malakka, deutlich erkennbar ist.

Diese Felsplateaus sind in einem Niveau mit solchen Süßwasserbildungen, welche ebenfalls nicht alluvialen Ursprunges sind, somit also zu den Plateaus gehören.

Die fruchtbarsten, mit Löß bedeckten Gebiete des chinesischen Tieflandes ziehe ich ebenfalls in den Bereich des Plateaus, auch wird ein Teil der Plateaus und des wirklichen Tieflandes von ihnen bedeckt.

Diese dreifachen Anhöhen, geschützt vor dem Hochwasser der Flüsse, bilden die erste, innerste Zone der chinesischen Tiefebene.

Die zweite Zone wird durch die Schuttkegel gebildet. Die dritte endlich umfaßt die Deltas der Flüsse. Das Delta des Pei-ho, zu dessen Aufbau der Hoang-ho sehr viel beigetragen, denn nach den ältesten historischen Aufzeichnungen soll letzterer hier ins Meer gemündet haben, beginnt bei oder schon oberhalb Tien-tsin. Der Vei-ho fließt in seinem untern Laufe wahrscheinlich auf Deltabildungen oder an der untern Grenze solcher. Der Hoang-ho scheint schon unterhalb Tsinan-fu auf seinem Delta zu fließen, welches er jedoch nach Berichten von Elias Ney gelegentlich seiner Überschwemmungen in großem Maße auffüllt.

Südlich von Schan-tung können wir die Grenzen der Deltas mit viel größerer Sicherheit ziehen. Jene schmale Tieflandstrecke am südlichen Ufer des Hang-tschoubusens, welche man so schwer gegen die Flutbrandung (Mascaret) des Hang-tschoubusens schützen kann, ist nichts anderes als ein Delta des Tsien-tang-kiang und einiger anderer Flüsse. Jenes große Dreieck zwischen dem Hang-tschoubusen und dem Jang-tse-kiang, auf welchem Schang-hai liegt, ist ausschließlich nur ein vereinigtes Delta des Jang-tse-kiang und des Tsien-tang-kiang, welches durch sein vorwärts gerichtetes Wachstum schon unzählige Felsinseln an das Festland fügte. Nördlich des Jang-tse-kiang bis zu den großen Seen ist das Gebiet ebenfalls nur ein Delta des Jan-tse. Im Norden der großen Seen, bis zu den Höhen von Schan-tung breitet sich das zweite, das südliche Delta des Hoang-ho aus, zu dessen Entstehung auch der Huai-ho beigetragen. Die Verwachsung des Hoang-ho- und Jang-tsedeltas führte zu der Einschließung des Beckens der großen Seen.

Der Pei-ho fließt träge in scharfen Wendungen dem Meere zu; sein Bett ist dabei so voller Sandbänke, voller Untiefen, daß zwei Dampfboote sich kaum ausweichen können. Vordem gingen die Dampfer bis hinauf nach Tien-tsin, heute ist der Fluß nur mehr bis Tong-ku schiffbar.

Um Tien-tsin ist der Fluß schon eingedämmt und auch stromaufwärts von Dämmen begleitet, doch sind diese keineswegs in solchem Stande gehalten, daß sie gelegentlich eines Hochwassers Schutz bieten könnten. Ich hatte Gelegenheit, riesige Überschwemmungen zu jeder Zeit (Frühling, Sommer und Winter) zu beobachten, als ich in jener Gegend reiste.

Verläßt der Wanderer diese Inundationsgebiete, so betritt er ein intensiv bewirtschaftetes, sandiges Gebiet, welches sich jedoch als nicht besonders fruchtbar erweist, da es aus kaum gebundenem, losem Flugsande besteht. Stellenweise zeigte diese Gegend einen ausgesprochenen Wüstencharakter.

Nördlich von Tung-tschou ist der Pei-ho schon schwer schiffbar, und höchst selten wagt sich ein Schiff bis Mi-jün-hsien. Hier ist das Inundationsgebiet außerordentlich breit, mit Sand und Kies bedeckt; während ich das Bett des Flusses bei mittlerm Wasserstande mittels eines Fuhrwerkes überschritt, fand ich die Wassermassen des Flusses annähernd 10 m^3, sek. Stundenlang fuhren wir auf sandigem, hier und da schotterigem Überschwemmungsgebiete, bis endlich höhere Uferlinien auftauchten. Diese Gebiete sind sozusagen aller Kultur bar. Ein ganz anderes Bild zeigen die Plateaus. Hier ist jeder Zoll des Bodens bewirtschaftet, jede Unebenheit terrassenförmig geregelt und überall mit der üppigsten Vegetation bedeckt.

Das soeben Gesagte gilt auch für das Tiefland nördlich und südlich vom Hoang-ho. Auf den mit Löß bedeckten Gebieten entwickelte sich eine wunderbar intensive Kultur; die Bevölkerung ist dicht, mit einem Worte diese Gegend ist eine der schönsten der Erde. Doch verlassen wir die gewöhnlich schroff abfallenden Lößgebiete und betreten das Schuttkegelterrain der Bäche, dann ist es auch mit der Kultur, wenigstens in ihrer intensiven Form, vorüber, und man sieht sich wieder inmitten einer kleinen Wüste.

Die Kultur der harten, durch marine oder Süßwasserablagerungen gebildeten Felsterrassen ist bei weitem nicht so üppig als die der Lößplateaus. Auch ist ihr Fruchtbarkeitsgrad ein viel geringerer als der des Löß, ausgenommen diese Terrassen bestehen aus einem lockern, sandigen Gebilde. Südlich in der Gegend des Huai-ho finden wir statt der Sand- und Lößgebiete wieder Überschwemmungsterrain, auf dem sich riesige periodische Seen befinden. Ich reiste während des Winters durch diese Gegend, also zur trockensten Jahreszeit, da keinerlei Wasser jene Flächen bedeckte, doch wurde das torfige Land überhaupt nicht bearbeitet, und weder Baum, noch Strauch störte die Eintönigkeit des Horizontes. Selbst das Gras schlägt nur spärlich Wurzel in diesem Boden (zwischen Ju-ning-fu, Tschön-tschou-fu und Jing-tschou-fu), und das überaus untröstliche Bild erinnert sehr an die Mündungsgegend des Pei-ho.

Der Hoang-ho erreicht mit starkem Gefälle das chinesische Tiefland. Sein Oberlauf ist, ausgenommen den Abschnitt in der Wüste Ordos, überall voller Schnellen und Wirbel und fließt sogar noch bei Möng-schan, wo er schon die chinesische Tiefebene erreicht hat, noch immer mit einer für die Schiffahrt hinderlichen Schnelligkeit. Längs seinen Ufern ziehen sich hier noch steile Lößwände hin, denen der Fluß jenes riesige Schuttmaterial entnimmt, mit welchem er die Ebenen überdeckt. Mit großer Schnelligkeit eilt er von seinem Schuttkegel herab; sein Bett enthält eine Menge Sandbänke.

Der Fluß wird zwischen mächtige Schutzdämme gedrängt, füllt aber dabei sein Bett immer mehr auf, so daß dieses beiläufig 11 *m* höher zu liegen kommt, als die ursprüngliche Überschwemmungsfläche; sein Mittelwasserstand beträgt 3.5 *m*. Die Folge dieser auffüllenden Tätigkeit ist eine stete Richtungsänderung des Flußlaufes. Nach chinesischen Aufzeichnungen soll er schon unzählige Richtungen eingeschlagen haben, und es vergehen nicht 100 Jahre, so hat er sich wiederum ein neues Bett gesucht. Zuletzt wurde in den fünfziger Jahren das Bestehen dieser oszillatorischen Bewegung festgestellt.

Die Schlammenge des Flusses, sowie seine Wasserzuführung, ja sogar die Verhältnisse seines Gefälles zeigen einen wesentlichen Unterschied gegenüber den Flüssen unseres Vaterlandes, ja sogar allen größern Srömen Europas, was aber seinen Charakter anbelangt, können wir ihn nur mit einem Wildbache vergleichen. In seinem Oberlaufe ist das Gefälle ziemlich groß, welches jedoch später nicht in dem Maße abnimmt, wie man das nach dem Kartenbilde des Flußlaufes in der Ebene erwarten würde, der Fluß eilt eben auf seinem mächtigen, weite Strecken des Landes begrabenden Schuttkegel in das Meer.

Offenbar begannen die Flüsse durch Deltabildung die seichten Meere auszufüllen, als das stehende Wasser die Uferterrassen verließ. Diesen Prozeß förderte noch der atmosphärische Staub, welcher besonders das Niveau der

frühern Deltas zu jenen Terrassen zu erheben bestrebt war, welche sich an die Abrasionsfelsterrassen anschließen. Wo Flüsse die Deltas überfluteten, konnte sich kein Löß bilden, es wurden daselbst aus dem Transporte der Flüsse Schuttkegel aufgebaut, unter ihnen sei an erster Stelle der des Hoang-ho erwähnt, welcher den einstigen Huai-king-fumeerbusen dritthalbhundert Meter über den Meeresspiegel erhob.

Während dem Aufbaue des Schuttkegels wird durch den Fluß bald die Nord-, bald die Südseite mehr aufgefüllt, so daß, als infolge des angehäuften Schuttes die nördliche Seite zur Ableitung der Wassermassen weniger geeignet war, als die südlich von Schan-tung, der Fluß hauptsächlich in dieser Richtung abwärts strömte. Auf diese Weise entsteht die oszillatorische Richtungsänderung des untern Flußlaufes.

Neben des Aufbaues seines Schuttkegels arbeitete er jedoch auch noch an der Erweiterung des Deltas, indem er bald im Golfe von Petschili, bald südlich der Halbinsel von Schan-tung, einen kleinen Streifen Landes dem Ufer anfügte. In diesem Bestreben ist ihm der Pei-ho im Norden, der Huai-ho aber im Süden behilflich, welcher im Vereine mit dem Jang-tse-kiang und Hoang-ho jene mächtigen Ebenen fluviatiler Akkumulation erbaute. Heute begrenzt die chinesischen Ufer von Schan-tung bis Hang-tschou-fu, in einer Breite von 5°, ein wirkliches Delta, dessen größter Teil jedoch, was seine Kultur betrifft, zum Tale des Jang-tse-kiang zu zählen ist."

Die Wüste. Prof. Joh. Walther gab in der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig auf Grund eigener und fremder Forschungen ein Bild der heutigen Anschauungen über die Wüstenbildung.[1]) Während die meisten Festländer der Erde durch ein Drainagesystem von dauernden Flußläufen nach dem Meere entwässert werden, ist ein Fünftel der Erdoberfläche abflußloses Gebiet. Diese in der Regenarmut, in der Gestaltung und Beschaffenheit des Bodens begründete Abflußlosigkeit ist einer der wesentlichsten Charakterzüge der Wüste. Der Mangel an transportierenden Wasserläufen bewirkt die Anhäufung von gewaltigen Massen von Geröllen, Sanden, Tonen und anderm Verwitterungsmateriale, die nicht nur in der Gegenwart eine große Rolle spielen, sondern auch für die Beurteilung von vielen Erscheinungen der geologischen Vergangenheit von hervorragender Bedeutung sind. Die klimatischen Verhältnisse der Wüstengebiete bedingen es, daß selbst geringe Wassermassen eine große Arbeitsleistung aufweisen können. Außerdem ist die Wirkung starker Salzlösungen in Betracht zu ziehen, unter deren Einwirkung die Gesteine im Innern mürbe werden. Endlich arbeitet die physikalische, durch die Sonnenstrahlen bewirkte Verwitterung an der Vernichtung des anstehenden Gesteines. Sie beruht auf den großen Temperaturschwankungen, denen der Erdboden und die Gesteine bereits im Laufe eines Tages ausgesetzt sind. In Transkaspien wurden beispielsweise Temperaturunterschiede von mehr als 50° innerhalb weniger Stunden beobachtet. Eine Folge davon ist die eigentümliche schalenförmige Absonderung oder Abschuppung der Gesteine und die durch die rasche Abkühlung bewirkte Radialspaltenbildung derselben.

[1]) Mitt. d. Vereins f. Erdkunde in Leipzig 1905. Leipzig 1906 p. XXX.

Die durch die intensive Verwitterung in ihrem Gefüge gelösten Gesteinsbestandteile werden nun im wesentlichen durch eine bewegende Kraft, durch die des Windes, vollends abgehoben. Diesen Vorgang nennt Prof. Walther Abwehung, Deflation; die Deflation ist wohl zu unterscheiden von der abschleifenden Wirkung des vom Winde getriebenen Sandes, der Korrosion, die von jener im Effekte der Wirkung bedeutend übertroffen wird. Auf die Wirkung der Deflation sind die der Wüste eigentümlichen, sonderbaren Felsbildungen zurückzuführen, die Felsentaschen, die Bienenwabenstruktur, die Steingitter, die Steinzapfen, Hohlblöcke, Hohlkehlen, Säulengänge und Pilzfelsen. Verwitterung und Deflation sind im wesentlichen die reliefbildenden Kräfte in der Wüste. Denn eine Wüste ist durchaus nicht immer eine weite Sandebene, sondern oft ein Gebirgs- oder Hügelland oder ein Plateau, das von steilwandigen Tälern zerschnitten wird. Die felsigen Gebirgswüsten stellen den Anfang des Vorganges der Wüstenbildung dar. Ihre vertikalen Unterschiede werden durch die Arbeit der Wüstenkräfte immer mehr ausgeglichen, bis sie allmählich ganz verschwinden, und Wüstenebenen entstehen, für die die Hamadi- oder Sferiwüste ein typisches Beispiel bietet. Die eigentümlichen, nur zeitweise Wasser führenden Wüstentäler oder Wadis sind gekennzeichnet durch ungleichmäßiges, vielfach völlig unterbrochenes Gefälle, durch unregelmäßig labyrinthischen Verlauf und häufige Blindendung. Einzelne seltene, aber plötzlich und mit eminenter Gewalt auftretende Wolkenbrüche führen das sehr locker aufgehäufte Verwitterungsmaterial in großen Massen aus den Tälern in große Depressionen, die auch wieder im wesentlichen ein Produkt der Deflation sind, und in denen die Ton-, Sand-, Schotter-, Kies- und Lößmassen unter Umständen zu Schichten von erstaunlicher Mächtigkeit abgelagert werden. Eine Bohrung an der transkaspischen Eisenbahn hatte bei 665 *m* den Boden solcher Schichten noch nicht erreicht. In den durch das Wasser ausgeräumten Wadis aber setzt nun die Verwitterung und Deflation mit erneuter Kraft ein, die Täler werden immer mehr erweitert, die Plateauränder immer mehr zurückgedrängt, bis schließlich die kleinern Plateauabschnitte nur noch senkrecht aufragende Säulen mitten in einer großen Schuttebene darstellen; das sind die für die Wüstenlandschaft so typischen „Zeugenberge“.

Die feinsten Bestandteile des Verwitterungsmateriales, der Wüstensand, wird nach dem Gesetze der Schwerkraft von dem gröbern, schwerer transportierbaren Materiale gesondert und zu jenen Haufenansammlungen zusammengeweht, die uns als Dünen bekannt sind. Die Urform der Dünen bilden nach Prof. Walthers Beobachtungen in Transkaspien die Bogendünen oder Barchane. Diese sind der normale Typus bei der Entstehung der Dünen, aus dem alle andern Formen abgeleitet werden können. Die Dünensande können der verschiedensten Herkunft sein; sie können hervorgegangen

sein aus verwittertem Sandsteine, aus windgereinigtem Flußschlamme, aus Binnenseeschlamme, aus der Verwitterung quarzhaltiger Sedimente und aus dem Zerfalle grobkristallinischer Gesteine. In den dem Meere benachbarten Wüsten können die Dünen schließlich auch aus binnenwärts gewandertem Meeressande sich zusammensetzen.

Da die Wüste ein völlig undrainiertes Terrain darstellt, sammeln sich bei jedem Wolkenbruche die Wasser in den Depressionen der Wüstenebenen und in den Rinnen der Trockentäler. Das Regenwasser löst die nach vorhergehender langer Trockenheit überall an der Oberfläche aufgeblühten Salze schnell auf und wird auf diese Weise zu einer Salzflut. Der Wasserstand der in den flachen Depressionen sich bildenden abflußlosen Wüstenseen bestimmt sich durch das Maß des Zuflusses, der Versickerung und der Verdunstung. Daher kommt es, daß viele dieser Binnenseen periodisch entstehen und verschwinden.

Der Vegetationscharakter der Wüste wechselt nach Ort und Zeit. Die echte Wüste ist fast pflanzenleer. Zwischen ihr und der vegetationsreichern Steppenwüste gibt es alle Stufen des allmählichen Überganges. Die Wüstenpflanzen sind dem Boden und dem Klima angepaßt. Sie haben außerordentlich lange, tiefreichende Wurzeln und schützen sich in verschiedener Weise gegen die Strahlen der Sonne und die Verdunstung. Außerordentlich dickfleischige Blätter mit pergamentartigen Schutzüberzügen sind für sie charakteristisch. Der Echinokaktus schließt beispielsweise die denkbar größte Pflanzenmasse in die kleinste verdunstende Fläche ein.

Die Tierwelt der Wüste besteht aus endemischen Formen und wandernden Durchzüglern. Der Umstand, daß beispielsweise in Transkaspien die überschwemmten und mit toniger Rinde bedeckten Ebenen schnell austrocknen und allerlei Tierfährten konservieren dadurch, daß die Hohlabdrücke mit Dünensand ausgefüllt werden, läßt den Schluß ziehen, daß die Tierfährten in Chirotherienschichten der Buntsandsteinformation in ähnlicher Weise entstanden sind.

Die Faktoren der Wüstenbildung sind auf Grund der bisherigen Forschungen von Dr. Helene Wiszwianski dargelegt worden.[1]) Die Ergebnisse dieser sehr fleißigen Arbeit zieht Verfasserin in folgenden Ausführungen zusammen:

Die Wüste ist vor allen Dingen eine Funktion des Klimas. Die in der Oberflächengestalt und Bodenzusammensetzung beruhenden Faktoren sind als sekundär von den klimatischen zu unterscheiden. Eine noch geringere Rolle ist der geographischen Lage in bezug auf Meeresentfernung und der Meereshöhe zuzuschreiben. Sämtliche die Wüstenbildung fördernde Agenzien stehen untereinander im Ver-

---

[1]) Veröffentl. d. Instituts f. Meereskunde in Berlin **1906**. Heft 9.

hältnisse beständiger Wechselwirkung. Nicht nur, daß die klimatischen, morphologischen, geognostischen Faktoren einander in einem der Wüstenbildung günstigen Sinne beeinflussen, die Wüste modifiziert ihrerseits das Klima, die Oberflächengestaltung, die Bodenbeschaffenheit in demselben Sinne.

Die geologische Geschichte der Wüsten ist als Fundament für eine richtige Anschauung von der Wüstenbildung anzusehen. Leider ist dieselbe meist nur in oberflächlichen Zügen bekannt. An der Hand dieses unvollkommenen Materials ist es schwer nachzuweisen, ob das eine oder das andere Wüstengebiet im Laufe der geologischen Perioden klimatische Wandlungen erlitten hat, oder ob es sich seit langer Zeit in dem heutigen Zustande befindet. Dieser Nachweis aber würde zur Sonderung der Wüsten vom Standpunkte der Evolution führen. Dank der Arbeit englischer Geologen, besonders Oldhams in Indien, sind wir über die geologische Geschichte der indischen Wüste so ziemlich unterrichtet. Wir wissen, daß sie abwechselnd bald Land, bald Meer gewesen ist. Ende der Jurazeit waren Cutsch, die indische Wüste, das nordwestliche Pendschab und die zentralen Teile des Himalaya vom Meere umflossen. Das eozäne Meer bedeckte das westliche Rajputana, das Industal, sowie einen großen Teil von Afghanistan und Belutschistan. Erst die darauf folgenden großen tektonischen Bewegungen bewirkten das Übergreifen des Landes über das Meer und das Zurückdrängen des Meeres vom Himalaja, Pendschab und schließlich von Sind und Burma.

Die transkaspischen Wüsten, jedenfalls die Wüste Kara kum und der nördliche Teil von Kyzyl kum waren im Pliozän und Quartär noch vom Meere umspült. Nach Barrows war der südliche Teil der Koloradowüste noch in jüngster geologischer Zeit ein Meeresarm, und der Kolorado mündete in den Pazifischen Ozean bei Yuma.

Trotz der vielen ausgezeichneten Forschungen, die in Zentralasien gemacht wurden, ist man noch nicht zu einer Entwirrung der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes gelangt. Die anfangs als marine Sedimente aufgefaßten Schichten der Han-Hai, die einen großen Teil Zentralasiens bedecken, sah man späterhin ausschließlich als Ablagerungen in ausgetrockneten abgeschlossenen Binnenbecken an. Die Ergebnisse der neuesten Forschungen Friedrichsens im Tian-schan haben ihn bewogen, einen Teil der sogenannten Han-Hai-schichten als kontinentale Schuttbildungen im Sinne Walthers zu betrachten. Das würde also darauf hindeuten, daß in jenem Gebiete bereits im Tertiär ein Wüstenklima herrschte. Loczy ist der Ansicht, daß in der Gobi nach der Verdunstung der vorglazialen Seen die Wüstendenudation begonnen hat, und daß die Ausdehnung der Herrschaft des Wüstenklimas Hand in Hand geht mit der Ausbreitung der Gletscher in Osttibet und Südchina.

Für das Great Basin ist besonders durch die Untersuchungen von Gilbert und Russel eine Periode großen Wasserreichtums in

quartärer Zeit nachgewiesen. Die heutigen abflußlosen Seen jener Gegend, deren Gesamtwasserfläche etwa 15 400 *qkm* betragen mag, stellen die Reste zweier weit größerer Seen vor, des Bonneville- und Lahontansees, die zwischen der Sierra Nevada und dem Wahsatchgebirge eine Fläche von 109 500 *qkm* in Anspruch nahmen.

Auch in Nordafrika hat eine Steigerung der Niederschläge im Spättertiär und Quartär stattgefunden. Die Forschungen Blanckenhorns in Ägypten haben zahlreiche Beweise geliefert für eine „Pluvialperiode“ in quartärer Zeit, welche Walthers Anschauung von einem damals herrschenden Wüstenklima hinfällig machen. Auch für die westliche Sahara hat Rolland das Vorhandensein von großen Süßwasserseen und Flüssen nachgewiesen.

Die Ansichten über die klimatischen Wandlungen, welche die Wüsten Südafrikas und Australiens erlitten haben, haben jetzt durch die Untersuchungen Passarges ihren hypothetischen Charakter fast verloren. Wenn auch noch zahlreiche und gründliche Untersuchungen in den betreffenden Kontinenten zu machen sind, ehe man den festen Nachweis für eine mesozoische Wüstenperiode, wie sie Passarge annimmt, führen kann, so sprechen doch gewisse positive Merkmale, wie die Verkieselungserscheinungen, sowie das Auftreten von Inselberglandschaften schon jetzt sehr dafür. Die geologischen Befunde in Südafrika veranlaßten Passarge, diese mesozoische Äquatorialwüste in die Zeit nach dem Lias bis Ende der Kreideperiode zu verlegen. Im Tertiär fand dann die positive Klimaänderung statt. Erst ein Übergangsklima, das durch einen Wechsel von Kieselsäure und Kalklösungen charakterisiert wird, dann die Pluvialzeit im jüngsten Pliocän und Quartär. Dieser folgt dann in der Alluvialzeit die Trockenlegung und Umgestaltung des Landes, welche bis zur Gegenwart reicht.

Im Gegensatze zu diesen Wüsten scheint die Atacama von der gewissen eiszeitlichen Klimaschwankung unbeeinflußt geblieben zu sein. Darapski betont, daß diese Wüste seit dem Tertiär keine neue Entfaltung des organischen Lebens mehr gekannt hat und permanent demselben Wüstenklima ausgesetzt war. Sie befindet sich also seit ungeheuren Zeitperioden im Zustande fortwährender Evolution.

Man kann die Entwicklung eines regelmäßig bewässerten Gebietes vom Stadium seiner Jugend bis zum Greisenalter der fast vollständigen Abtragung mit Sicherheit verfolgen. Es ist das Verdienst von Davis, durch Aufstellen des „Geographischen Zyklus“, einen festen Begriff für diese Evolution geschaffen zu haben. Ein solcher Zyklus ist für die Wüsten, in denen der Wind die wesentlich wirkende Kraft ist, undenkbar. Es sind über das Wesen der Arbeit des Windes sehr entgegengesetzte Anschauungen vorhanden. Walther ist der Meinung, daß der Wind Oberflächenformen wie die Uadis erweitere und vertiefe. Bornhardt bekämpft diese Ansicht auf

Grund seiner Beobachtung, daß man am tiefen Ende eines Uadi am besten vor Wind geschützt sei. Auch Stromer v. Reichenbach spricht dem Winde die Fähigkeit ab, tiefe Rinnen auszufurchen, da jede sandbeladene Luftströmung, die unter einem großen Winkel auf solche trifft, sie ausfüllen muß. Er begleitet seine Ausführungen mit den Worten: Der Wind wirkt nivellierend, während bei stärkerm Gefälle das Wasser durch Talbildung und Vertiefung das Relief kompliziert.

Darapski warnt davor, „die Macht des Luftozeanes zu überschätzen". Er macht darauf aufmerksam, daß in dem überall in der Atacama vorherrschenden tonigen Materiale Fuhrgleise und Eindrücke der Meßschnur noch nach 20 Jahren zu erkennen sind. Dagegen hebt er die stetige Arbeit der Spülwässer hervor, deren Wirkungssphäre sich bis in die geheimsten Winkel der Wüste erstreckt und die, wenn auch planlos, so doch sicher und stetig an dem großen Zerstörungswerke tätig sind. Wäre die Wirkung des Windes eine rein nivellierende, so wäre damit gegeben, daß, je länger der Wüstenprozeß andauert, die Oberflächengestalt der Wüste desto flacher werden müßte. Demnach müßten permanente Wüsten im obigen Sinne das Bild völliger Verebnung darstellen. Indessen beschränken sich die Erfolge des Windes in dieser Hinsicht auf ein Abrunden der Gebirgsformen, ein Schaffen allmählicher Übergänge von Felsgebilden in sanft abfallende Steppenflächen, auf ein Abtragen hier und ein Anhäufen dort, auf ein Herausarbeiten von Mulden, die für Gebiete unter langandauernder Herrschaft äolischer Kräfte wie Zentralasien oder die Atacama kennzeichnend sind. Im übrigen wäre es recht ungeeignet, die Atacama-Wüste, der wir eine Permanenz des Wüstenprozesses zugesprochen hatten, hierbei als Beispiel heranzuziehen, da die große Meereshöhe dieser Wüste eine besondere Entwicklung der Schmelzwässer bedingt, und außerdem dem Vulkanismus eine bedeutsame Rolle zufällt.

Man könnte die Wüsten Australiens, bei denen der Bildungsprozeß während des Quartärs eine Hemmung erfuhr, und die in ihrem ganzen Charakter von stark nivellierenden Kräften zeugen, als Beispiel dafür hinstellen, daß eine Periode größerer Wasserentwicklung, wenn sie nachher wieder dem Wüstenklima Platz macht, für die Wüstenbildung eher als fördernd, wie als hemmend betrachtet werden kann. Ich habe den Eindruck, als ob das Wasser durch eine solche intermittierende Tätigkeit dem Winde eher dienstbar als feindlich sei, vor allem, indem es die so grundlegende chemische Zersetzung der Gesteine bewirkt. Die Eigenschaft des Windes, die Arbeit eines Tages gleich am folgenden zu zerstören, sein launenhaftes Eingreifen in Erosions- und Akkumulationsvorgänge verschiedener Art berechtigt nicht, von einer absolut nivellierenden Tendenz des Windes in der Wüste zu sprechen, sondern von seinem Bestreben, seinen größten Rivalen, das Wasser, unschädlich zu machen, indem

er das Relief der Wüste in einem möglichst unregelmäßigen ‚rudimentären Zustande erhält.“

Die Erdpyramiden und verwandte Erosionsformen sind von Prof. S. Günther genauer untersucht worden. Diese Formen sind bekannt aus den Alpen, dem Moränengebiete Oberitaliens, aus Kleinasien und Nordamerika. Viele tragen auf ihrer Spitze einen flachen Gesteinsblock, und man nimmt gewöhnlich an, daß das Vorhandensein dieses Gesteinsblockes zur Herausmodellierung der Erdpfeiler ebenso notwendig ist als das Vorhandensein ähnlicher Blöcke für die Entstehung der sogenannten Gletschertische. Eckert in seiner Studie über die Verwitterungsformen in den Alpen sagt, die Erdpyramiden würden gebildet, indem der Regen die weiche Schuttmasse angreife, und diese nur da verschont werde, wo ein aufliegender oder eingebetteter Stein die unter ihm liegende Erdschicht schütze. Diese „Steinschutttheorie“ ist sehr einleuchtend, gleichwohl zeigt Prof. S. Günther, daß sich die Entstehung der sogenannten Erdpyramiden nicht in so schablonenhafter Weise abspielt, wie in dieser Hypothese angenommen wird.[1]) „Ohne leugnen zu wollen,“ sagt er, „daß gelegentlich auch noch andere Faktoren als mitwirkend sich geltend machen können, kann man doch als typische, immer wiederkehrende Gesetzmäßigkeiten die folgenden drei herausfinden:

I. Das Material, aus welchem die fortschreitende Denudation die charakteristischen Zacken herausmodelliert, darf weder allzu nachgiebig gegen zerstörende Einflüsse, noch allzu kompakt sein.

II. Die krönenden Blöcke mancher Säulen, die man früher für eine unerläßliche Vorbedingung hielt, sind eine ganz zufällige Beigabe und dienen höchstens dazu, das einzelne so begünstigte Exemplar etwas länger vor der Zerstörung, der es schließlich doch anheimfallen muß, zu schützen.

III. Größere Ansammlungen — Kolonien — von Erdpyramiden verraten durch ihre lineare Scharung stets, daß sich eine Mauer, ein Erosionssporn, in eine Anzahl von Protuberanzen aufgelöst hat.“

Prof. Günther geht dann in eine spezielle Prüfung seiner drei Thesen ein und zeigt deren Begründung.

„Es leuchtet,“ sagt er, „von selbst ein, daß Stoffe, die bei der geringsten Einwirkung von außen in sich zerfallen, überhaupt nicht wohl differentiiert werden können. Es bildet sich, wenn solche Einflüsse hervortreten, ein ungeordnetes Haufwerk, aber selbst wenn es zur Herausbildung einzelner Erdsäulen käme, so würden diese kein längeres Leben haben, sondern sehr bald wieder in sich zerfallen. Ein gewisses Maß von Kohärenz der Materie ist somit unerläßlich. Wäre der chinesische Löß, dem als Endprodukte äolischer Aufschüttung ein ziemlich hoher Grad von Widerstandsfähigkeit eignet, bloß eine lockere Masse, so würden die großen Ströme in ihn nicht die tiefen und steilwandigen Täler haben einschneiden können, die für den Westen Chinas

---

[1]) S. Günther, Neue Beiträge zur Theorie d. Erosionsfiguren. Sitzber. d. math.-phys. Klasse d. K. bayr. Akad. d. Wissensch. 1905. **35**. p. 477 ff.

das Landschaftsbild bestimmen. Anderseits würde eine völlig verfestigte und dadurch so gut wie homogen gemachte Schuttlage den denudierenden Agenzien nicht jene Ansatzpunkte gewähren, welche diesen gegeben sein müssen, wenn sie ihre Auflösungsarbeit beginnen sollen. Ohne das Vorhandensein einiger Ungleichförmigkeit in der Struktur der Masse ist die Herauspräparierung einzelner Auszackungen nicht denkbar. Die hier hervorgehobenen Umstände sind wohl sehr häufig dafür verantwortlich zu machen, daß man Erdpyramiden an Stellen, deren Natur solche Bildungen eigentlich mit Sicherheit erwarten ließe, trotzdem nicht vorfindet. Eine vorzüglich günstige Disposition scheinen Moränenreste dann zu besitzen, wenn sich an der Verästelungsstelle zwei aus verschiedenen Tälern herabgekommene Moränen vereinigt haben. Auf diese Tatsache scheint allerdings nur im Einzelfalle, zuerst Fröbel[1]) aufmerksam gemacht zu haben. Allein sie läßt sich bei genauerm Zusehen gar nicht selten erkennen, wie denn die schönen Pyramiden von Stalden, in dessen Nähe die Täler von Zermatt und Saas zusammenkommen, in eben diese Kategorie gehören. In folgender Fassung dürfte mithin das, was die wallisischen Vorkommnisse lehren, einwandfrei wiedergegeben sein:

Moränen oder fluvioglaziale Geschiebe am Konvergenzpunkte zweier Täler eignen sich, ohne daß damit eine notwendige Voraussetzung gegeben wäre, sehr gut für die Bildung von Erdpyramiden.

Mutmaßlich ist dieser Umstand gerade darauf zurückzuführen, daß die Druckwirkungen, welche aus der Begegnung der beiden sich unter spitzem Winkel treffenden Ströme loser Materie resultieren, jenen Grad von Festigkeit zuwege bringen, der die in Frage kommende Modalität erosiver Zerstörung begünstigt. Es wird gut sein, überall da, wo in alten Gletscherterritorien unsere Gebilde zu finden sind, die Örtlichkeit auf das soeben besprochene Kennzeichen zu prüfen. Denn sehr wahrscheinlich ist diese Vorbedingung in vielen Fällen nicht erfüllt, in denen man Erdpyramiden erwarten sollte, sie aber trotzdem nicht vorfindet. Gerade bezüglich dieses Umstandes mag sich wohl die mineralogische Eigenart des Stoffes einigermaßen geltend machen, insofern nämlich die Zusammensetzung desselben auf seine passive Resistenz gegen zerstörende Kräfte doch unzweifelhaft einen gewissen Einfluß ausüben muß. Und auch die chemische Beschaffenheit des meteorischen Wassers wird nicht ganz gleichgültig sein; im einen Falle wird eine raschere, im andern eine langsamere Zersetzung platzgreifen. Es ist dies ein Moment, welchem vielleicht eine noch weiter gehende Klärung zuteil werden muß, wenigstens im Bereiche der ersten drei Thesen.

Was die Deckblöcke anbelangt, so springen sie vorzugsweise in die Augen, und Prof. Günther betont mit Recht, daß der Beschauer darüber leicht übersieht, daß in der Regel weit mehr Säulen dieses Schmuckes entbehren, als teilhaftig sind. Komme ihm dies jedoch zum Bewußtsein, so helfe er sich mit der Hypothese, die Schutzsteine seien herabgefallen. So machte es Fröbel, der die Blöcke geradezu als „Regenschirme" für die sie tragenden Obelisken ansprach. „Wie weit die Voreingenommenheit gehen kann," fährt Günther fort, „das zeigt am deutlichsten das Beispiel des trefflichen Gletscherforschers Charpentier, der selbst auf Fröbel verweist, dann aber die bei letzterm nicht annähernd in solcher Bestimmtheit ausgesprochene Behauptung aufstellt, jede Säule trage ihre Steinmütze. Wie wenig wahr das ist, wurde von Günther bereits früher dargetan, indem z. B. die herrlichen Wittower Klinten, deren Baustoff überhaupt keine größern Steinbrocken in sich schließt, niemals in ihrer ganzen Vergangenheit den vermeintlichen Schutzstein getragen haben. Man kann jedoch angesichts des bestehenden Vorurteiles gar nicht nachdrücklich genug betonen, daß auch unsere alpinen Musterbeispiele die herkömmliche Vorstellung oft nur recht wenig stützen. Gerade nach dieser Seite hin ge-

[1]) J. Fröbel, Reise in die weniger bekannten Täler auf der Nordseite der Penninischen Alpen. Berlin 1840. p. 23.

währen die Erdpyramiden von Useigne (in Unterwallis) einen sehr bemerkenswerten Anhaltepunkt. Man kann konstatieren, daß ein Block von stattlicher Größe innerhalb der Kulisse, in welcher er sich befand, von seinem ursprünglichen Platze herabgerutscht und an der tiefsten Stelle, welche er erreichen konnte, einfach liegen geblieben ist. Hätte er da seine Pflicht getan, so wie es ihm die schematische Doktrin vorschreibt, so wäre unter ihm ein Pfeiler von ganz stattlicher Breite vorschriftsmäßig ausgewaschen worden; das ist jedoch nicht geschehen, der Steinklotz hat seinen Beruf verfehlt. Und gar kein triftiger Grund spricht dafür, daß die spitzen Auszackungen, die unmittelbar neben Blocksäulen aufragen, jemals eine schirmende Kappe getragen hätten. Vielmehr ist es ganz und gar vom Zufalle abhängig, ob eine Erdpyramide gerade an einer Stelle, die in nächster Nähe eines Blockeinschlusses sich befindet, oder in einiger Entfernung von einem solchen zustande kommt. Die konservierende Wirkung desselben soll hingegen nicht in Abrede gestellt werden."

Die größte Wichtigkeit unter den von Prof. Günther aufgestellten drei Leitsätzen hat der dritte, auf dessen Beweis er demgemäß auch den größten Nachdruck legt. Als auf ein besonders merkwürdiges Beispiel für die Herausbildung von Erosionskulissen und Erdpyramiden weist Lüdi auf das alte Bergsturzgebiet von Flims in Graubünden hin, von dem Hartung und Heim ausführliche Beschreibungen geliefert haben. Die Schuttmasse hat sich im Laufe der langen Zeiträume — es handelt sich aller Wahrscheinlichkeit nach um ein prähistorisches Ereignis — stark verfestigt und so jene Eigenschaften erhalten, welche obiger ersten These zufolge notwendig sind, damit sich die nicht rastende Zerstörung in der für uns hier in Betracht kommenden Art zu gestalten imstande ist. „Diese Entstehung des jetzigen Erosionsgebietes," sagt Lüdi, „deutet schon an, daß es für die Pyramidenbildung wie geschaffen ist. Und in der Tat hat das Wasser diese Arbeit bereits mächtig gefördert. Zunächst schuf der Rhein die tiefe Hauptschlucht mit steilen Wänden. Dann kamen die Hunderte von Regenrinnseln und gruben ihre Furchen senkrecht zum Haupttobel. Die Kulissenbildung hatte damit begonnen, und heute ist sie in schönster Blüte. Eigentliche, isoliert stehende Pyramiden trifft man erst wenige an, sie sind noch im Entstehen; dagegen ein ganzes Labyrinth von Kulissen mit den bizarrsten Formen."

Mit dieser merkwürdigen Erdstelle vergleicht Prof. Günther eine andere, welche im Gegensatze zu dieser Entwicklung den Bildungsakt in seiner vollen Abgeschlossenheit vor Augen stellt und zugleich den fortschreitenden Zerfall der im geologischen Sinne doch nur ephemeren Gebilde mustergültig veranschaulicht, nämlich die Pyramidenmauer von Useigne. „Wer dieselbe," sagt Günther, „betrachtet, kann überhaupt nicht mehr zweifelhaft sein über die Wahrheit der Tatsache, daß aus den in Auflösung begriffenen Schotterwänden die Erosionsfiguren hervorgehen. Unwillkürlich denkt, wer aus einiger Entfernung diese phantastisch in eine ganz anders geartete Landschaft hineingestellte Riesenwand betrachtet, an eine Festungsmauer, welcher der Zahn der Zeit und die Geschosse des Feindes gewaltig zugesetzt haben. Es ist lehrreich, zu den modernen Abbildungen die entsprechende Tafel in Fröbels Schrift in Parallele zu stellen, welche die Dinge uns so vorführt, wie sie vor einigen sechzig Jahren aussahen. Niemand wird im Zweifel sein, daß es sich um ein und dasselbe Objekt handelt, aber es fehlt doch auch keineswegs an Verschiedenheiten, die uns einen Maßstab für die säkularen Veränderungen im Aussehen solcher Gebilde an die Hand geben können. So ist, obwohl auch jetzt noch eine allerdings weit niedrigere, aber ebenfalls mannigfach zerrissene Fortsetzung der Hauptmauer sich bis an das linke Ufer der Borgne hinabzieht, die Teilkolonie rechts unten fast verschwunden, jedenfalls erheblich reduziert. Freilich mag nicht unwesentlich zu den gestaltlichen Veränderungen der Umstand beigetragen haben, daß man, als die Straße von Sion nach Evolena gebaut ward, ein Tor durch die Wand brach, welches die Illusion, als habe

man es nicht mit einem Naturspiele, sondern mit einem Menschenwerke zu tun, wohl zu verstärken geeignet ist. Auch die Frage, ob jedwede Art von Moränenmaterial dazu angetan ist, unter passenden Umständen in ein Aggregat von Erdpyramiden zerlegt zu werden, ist bei diesem vielleicht großartigsten aller in Europa bekannten Fälle beteiligt; anderwärts sind hauptsächlich fluvioglaziale Schotter die Träger des Phänomens, und die „Kholonne“ von Useigne setzen sich nach Brückner aus Grundmoräne zusammen.“

„Wer,“ fährt Günther fort, „sich eingehend mit dem Detailstudium von Erdpyramiden befaßt hat, könnte wohl zu dem Einwurfe sich veranlaßt sehen, daß hier und da der Parallelismus der in der nämlichen Kolonie vereinigten Pyramidenreihen eine Durchbrechung zu erleiden scheine. Gewiß ist eine solche Beobachtung begründet, aber trotzdem fügt sich die Tatsache ungezwungen dem in Rede stehenden Bildungsgesetze ein. Angenähert senkrecht zu den großen Mauern, in welche die amorphe Schottermasse zerfallen ist, springt nämlich gar nicht selten ein selbständiger Erosionssporn vor, und dieser unterliegt dann natürlich einer ganz analog fortschreitenden Zerstörung. Als ein Beispiel, das in dieser Beziehung sehr deutliche Aufschlüsse ergibt, dürfen die Erdpyramiden von Stalden betrachtet werden.

Eine gründliche Theorie der Erosionsgebilde verlangt, wie wir gesehen haben, die Berücksichtigung einer großen Anzahl von einzelnen Momenten, und es kann nicht behauptet werden, daß durch die vorliegende Darlegung ein endgültiger Abschluß erzielt sei. Vor allem ist noch keineswegs festgestellt, daß die mehr und mehr als normativ erkannte lineare Anordnung der Protuberanzen lediglich dann in die Erscheinung tritt, wenn lose Stoffe der Auflösung unterliegen. Aus zahlreichen Bildern in den Schriften der Polarfahrer geht hervor, daß Eismassen in ihrem Zerfalle, der durch Abschmelzung und Schwerewirkung eingeleitet wird, eine ähnliche Scharung der Erosionsfiguren erkennen lassen, wie sie der „Büßerschnee“ in einem besondern Falle beobachten ließ. Auch festes Gestein unterliegt vielleicht, wie sich durch konsequente Überwachung der Zerstörungserscheinungen ermitteln ließe, einer ähnlichen, wenn auch möglicherweise im Hinblicke auf die petrographische Zusammensetzung verwickeltern Regel. Die berühmten „Sägezähne“ des Berges Monserrat bei Barcelona z. B. fügen sich nach Bildern derselben Gesetzmäßigkeit.

Dort erheben sich, wie M. Willkomm schildert, runde, turmartige Massen und glatte, senkrechte Wände von 1000 bis 2000 Fuß Höhe, die oben in phantastische Zacken auslaufen, schlanke Hörner, Nadeln und Kegel von Schauder erregender Steilheit. Von der See aus erscheint der Monserrat als ein hoher, mit sieben steilen Pyramiden besetzter Wall; von den Gipfeln des Hügellandes bei Barcelona dagegen präsentiert er sich als ein ungeheurer, tafelförmiger Felskoloß, dessen Kamm mit zahllosen, spitzen Zacken besetzt ist und daher wie eine Säge aussieht.“

Erdmagnetismus.

Erdmagnetische Beobachtungen während der Sonnenfinsternis des 20. August 1905. Unter Leitung von P. Cirera vom Ebroobservatorium sind auf der Linie der Totalität in Tortosa, Palma und Alcosebre magnetische Messungen während dieser Finsternis angestellt worden.[1]) Die vor der Sonnenfinsternis bestimmten absoluten Werte am Ebroobservatorium betrugen für die Deklination am 19. August um $15^h 30^m$: 13° 56′ West, für die Horizontalkomponente am 15. August 9^h: 0.23199 und für die Inklination am 14. August 17^h: 58° 9.4′. Die

[1]) Compt. rend. **141.** p. 1270.

photographischen Kurven des Registrierapparates in Tortosa zeigten, daß der 29., 30. und 31. August magnetisch gestörte Tage waren. Indessen lassen die von den drei Stationen erhaltenen Beobachtungen ganz deutlich erkennen, daß während der Finsternis die Nadel in Deklination eine Abnahme nach Westen zeigte, wodurch die Amplitude der Tagesschwankung verkleinert worden. Während in Tortosa diese Amplitude im Mittel vom 1. August bis 20. September 11.8′ betrug und in den beiden Tagen vorher 12.2′ erreichte, betrug sie am Tage der Finsternis 8.5′ und an den folgenden Tagen 11.6′. Der Gang der Kurve unterscheidet sich gleichfalls von dem der mittlern Tageskurve seit 14. August; während diese von 11^h a. m. bis 1^h p. m. einen Zuwachs von 2.4′ zeigt, beträgt die Zunahme am Finsternistage in Tortosa und Palma 0.7′ und in Alcosebre nur 0.1′; die Abweichung war daher am stärksten an der der Zentrallinie nächsten Station. An den von der Totalitätszone weit entfernten Stationen: Paris, Stonyhurst, Potsdam, trat das Maximum auch am Finsternistage wie gewöhnlich vor 2^h ein, in Tortosa zeigte es sich erst um 2^h 25^m. Auch die Horizontalintensität zeigt eine Abnahme des gegen 1 p. m. auftretenden Maximums. Das Monatsmittel gibt das Maximum zwischen 1^h und 2^h p. m.; am Tage der Finsternis sinkt die Komponente zu dieser Stunde schnell; die Kurve, die um 9^h ihren gewöhnlichen Gang begonnen, blieb nach 10^h stehen und lief dann rückwärts; nach einigen Schwankungen glich das Maximum dem Tagesmittel; vorher und nachher war die Komponente mittags stets größer als das Mittel. Die Vertikalkomponente, die kurz vor Mittag ihr Minimum zeigt, nahm am Finsternistage um diese Zeit schnell zu und hatte um 2^h ihren Mittelwert erreicht. Cirera schließt, daß trotz der Störungen am 30. August alle drei magnetische Elemente Besonderheiten zeigen, namentlich eine Tendenz, von dem Beginne der Totalität an sich dem Mittelwerte zu nähern.

Die erdmagnetischen Elemente in Potsdam 1905 hat A. Schmidt aus den Durchschnittswerten sämtlicher Tagesmittel abgeleitet. In nachstehender Tabelle sind die entsprechenden Werte für die zwei vorhergehenden Jahre hinzugefügt. Unter Γ ist die Einheit der magnetischen Feldstärke im elektromagnetischen Maßsystem verstanden; das negative Zeichen bei der Deklination deutet an, daß diese westlich ist.

Element	1903	1904	1905
Deklination D . . .	— 9° 43.8′	— 9° 39.4′	— 9° 34.5′
Inklination I . . .	+66° 20.0′	+66° 19.6′	+66° 19.3′
Horizontalintens. H .	0.18876	0.18880	0.18879 Γ
Nördl. Kompon. X .	+0.18605	+0.18612	+0.18616 „
Östl. Komponente Y .	—0.03190	—0.03167	—0.03140 „
Vertikalintensität Z .	+0.43068	+0.43065	+0.43051 „
Totalintensität F . .	0.47022	0.47021	0.47008 „

Von den 8760 Stundenwerten jedes Elementes sind bei der Deklination 1421, bei der Horizontalintensität 1551, bei der Vertikalintensität 779 als gestört zu bezeichnen. Stärkere Störungen fielen auf die Tage 6. Januar, 3. Februar, 2. und 7. März, 1. April, 9. Juni, 2. und 3. August, 12, 15. und 16. November. Am 12. November wurden auf verschiedenen Linien des Telegraphennetzes während kurzer Zeit Erdströme bemerkt.[1])

Magnetische Ortsbestimmungen in Bayern. Über den Fortgang der magnetischen Landesaufnahme Bayerns hat Dr. J. B. Messerschmitt weitere Mitteilungen gemacht.[2]) Hiernach ist dieselbe bereits so weit gefördert worden, daß nunmehr im rechtsrheinischen Bayern an mehr als 40 Orten alle erdmagnetischen Elemente (Deklination, Inklination und Horizontalintensität) neu bestimmt sind, wozu noch fast ebenso viele andere Punkte kommen, an denen infolge äußerer Umstände, insbesondere der Ungunst der Witterung, nur ein oder zwei Elemente erhalten wurden. Alle diese Messungen sind ziemlich gleichmäßig über das ganze Gebiet verteilt. Die gegenseitige Entfernung der Stationen, an welchen alle Elemente beobachtet sind, beträgt durchschnittlich etwa 40 *km*, entspricht also einem magnetischen Netze erster Ordnung. Man kann daher daraus bereits den allgemeinen Verlauf der magnetischen Kurven sicher ableiten und gestützt darauf die weitere Detailarbeit, nämlich die Untersuchung von gestörten Gebieten, vornehmen.

„In einigen Gegenden sind sogar die Stationen schon etwas dichter genommen worden, um über die daselbst vermuteten Störungen einigen Anhalt zu bekommen. Dagegen wurden die beiden großen Störungsgebiete im Ries und im Bayerischen Walde nahe ganz gemieden, da das erstere Gebiet bereits neuerdings eingehend studiert, letzteres aber, soweit es nötig, im Zusammenhange untersucht werden soll. Um die bayerischen Messungen mit denjenigen der benachbarten Staaten sicher vergleichbar zu machen, sind bereits mit den preußischen Beobachtern Anschlußmessungen ausgeführt worden; einige weitere Anschlüsse sind noch in Aussicht genommen.

Von ganz besonderer Bedeutung werden die neuen Messungen durch einen Vergleich mit den vor 50 Jahren durch Lamont ausgeführten magnetischen Ortsbestimmungen. Da das Netz von Lamont etwa nochmal so dicht war als das neue, so können daraus allein bereits manche wichtige Schlüsse gezogen werden, wenn es sich herausstellt, daß diese Messungen den entsprechenden Grad der Genauigkeit erreichen. In der Tat bestätigen nun die Vergleichungen der beiderseitigen Messungen die große Genauigkeit,

---

1) Ann. d. Physik [4] **19**. p. 1079. 1906.

2) Sitzungsber. d. mathem.-phys. Klasse d. K. Bayrischen Akad. d. Wissensch. 1906. **36**. Heft 3 p. 545.

welche bereits Lamont bei seinen Beobachtungen erhalten hat. Bei der Horizontalintensität und der Inklination lassen sich zunächst konstante Unterschiede zwischen dem neuen und dem alten Systeme ableiten, die hauptsächlich die Instrumentalkorrektionen des Lamontschen Reisetheodoliten darstellen und nichts Auffälliges bieten; wegen der Sicherheit aber, mit der sie aus den Vergleichungen bestimmt werden können, das beste Zeugnis für die Güte der Beobachtungen selbst liefern. Die Deklinationsvergleichung gibt keinen Unterschied, so daß also innerhalb des Genauigkeitsgrades beider Reihen die Deklinationssysteme gleich sind.

Obwohl nun das untersuchte Gebiet eine verhältnismäßig kleine Fläche der Erde umspannt, erkennt man doch nach Berücksichtigung der konstanten Abweichungen deutlich, daß alle magnetischen Linien in den letzten 50 Jahren nicht nur eine Parallelverschiebung, sondern auch eine kleine Drehung erlitten haben. Man kann daher die Verschiedeneit der säkularen Variationen bereits recht genau berechnen.

Aus den Beobachtungen von Lamont wurde der mittlere Verlauf des Erdmagnetismus, die sogenannten terrestrisch isomagnetischen Linien, abgeleitet und mit dem wahren verglichen. Ebenso fand ein Vergleich der neuen Beobachtungen mit den aus der Theorie folgenden Werten statt. Beide Wege ergeben einen Überblick über die in Bayern vorkommenden magnetischen Störungsgebiete, die aus der beiliegenden Karte noch deutlicher zu erkennen sind.

Es ist vor allem das Gebirge, welches den Verlauf der magnetischen Linien beeinflußt. Die Störungen machen sich daselbst besonders dadurch geltend, daß eine Verminderung der normalen Horizontalintensität gefunden wird.

Im Süden erscheinen die Alpen als wichtigstes Störungsgebiet, das besonders in dem östlichen Teile von der Linie Tölz-Holzkirchen bis zur Salzach deutlich hervortritt. Die bayerische Hochebene gibt mehr normale Werte bis in die Nähe der Donau, wo durch das Zusammenstoßen der verschiedenen Gebirgssysteme große geologische Störungen auftreten, die sich auch im Erdmagnetismus bemerklich machen.

Das vulkanische Riesgebiet zeigt ganz besondere magnetische Verhältnisse, die durch die basaltischen Lakkolithe ihre Erklärung finden. Dieses Störungsgebiet setzt sich aber längs dem ganzen Jura fort. Hier hebt sich noch das Gebiet in der Gegend von Ingolstadt vor allem heraus, wo sich die Isodynamen der Horizontalintensität und die Isogonen besonders eng aufeinander drängen, ein Verhalten, das noch wichtiger wird, weil in dieser Gegend auch die Intensität der Schwere starke Abweichungen erkennen läßt. Es ist klar, daß die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes, die freilich zum Teile nicht offen daliegen, eine Erklärung geben können.

Die Störungen im Bayerischen Walde dagegen sind leichter aus den sichtbaren Gebirgsmassen zu erklären, aber auch hier er-

streckt sich die Wirkung noch weiter südlich über das rechte Ufer der Donau hinaus.

Auch die Gegend von Amberg und Neumarkt in der Oberpfalz zeigt eine zu geringe Intensität des Magnetismus, besonders dort, wo der Jura sich an den Bayerischen Wald anschließt, ein Verhalten, das auch die Schweremessungen erkennen lassen.

Das Fichtelgebirge tritt magnetisch weniger hervor, dagegen kommen die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön besonders in Betracht. Manche Kuppen zeigen so starke magnetische Störungen, daß Aufnahmen, die ein ganz enges Netz bilden, die Lage der Störungsmassen recht genau zu bestimmen erlauben.

Im Spessart erleidet besonders die Deklination ganz außergewöhnliche Ablenkungen, und zwar in dem Sinne, daß die Mißweisung kleiner als ihr normaler Wert ist. Diese Anomalie setzt sich noch weit außerhalb Bayerns fort und erstreckt sich bis an den Rhein.

Die vorliegenden Beobachtungen lassen also genau erkennen, wo die Detailuntersuchungen einzusetzen haben.“

Untersuchung der magnetischen Störungen durch den Basaltausbruch des Ottilienberges bei Themar an der Werra. Dr. E. Schaper hat das vereinzelt liegende erdmagnetische Störungsgebiet des Ottilienberges nach der Methode von V. Carlhein-Gyllenskiöld (1895) untersucht, indem er aus den Bestimmungen der drei erdmagnetischen Elemente einer Reihe von Stationen in der Umgebung des Berges die „örtliche magnetische Oberflächenbelegung“ desselben berechnete und die Linien gleicher Oberflächendichten bestimmte.[1]) Es ist dies diejenige Belegung, die man sich an Stelle der im Erdinnern herrschenden wahren Verteilung des Erdmagnetismus gesetzt denken kann.

Wie bereits eingangs erwähnt, ist der Ottilienberg ein Basaltrücken, der sich inmitten eines von der Werra durchbrochenen Hochplateaus aus Muschelkalk erhebt. In seiner Längsrichtung ragt nordöstlich das größere Basaltmassiv des Feldsteines hervor, offenbar derselben Spalte entstammend. Die Breite unseres Ausbruches ist etwa 20 bis 30 *m*, seine Länge 70 *m*. Im Südwesten tritt der Basalt unvermittelt hervor, um einen gegen Nordost langsam abfallenden Rücken zu bilden. Wie bei vielen Basaltausbrüchen, so treten auch hier am Südwestabhange die sechskantigen Säulen auf, aus deren Achsenlage man die Richtung erkennen kann, in welcher der Ausbruch erfolgt ist. Es zeigt sich, daß eine Säulenmasse, die unter einem Winkel von 30° ansteigt, von Südost nach Nordwest streicht. Eine zweite, unter gleichem

---

[1]) Erdmagnetische Station zu Meiningen. Herausgeber Dr. E. Schaper. Meiningen 1906. Keyßnersche Hofbuchdruckerei.

Winkel einfallend, liegt in der Richtung von Südwest nach Nordost, also senkrecht zur ersten. Am Nordabhange bei Station X fällt eine dritte Masse unter 10° ein, von Nord nach Süd streichend.

Um den Basaltrücken herum wurden 14 Punkte ausgewählt und an jedem derselben mittels eines magnetischen Universalreiseinstrumentes die drei erdmagnetischen Elemente bestimmt. Das Nähere hierüber und über die Berechnungsmethode enthält die Abhandlung. Es ergab sich eine deutliche störende Einwirkung der Basaltmassen auf die Verteilung des Erdmagnetismus, die genauer in Tabellen und Karten dargelegt wird.

Erdbeben.

Die Horizontalpendelbeobachtungen der Discovery-Expedition in den antarktischen Gegenden sind von Prof. J. Milne behandelt worden.[1]) Diese Beobachtungen erstrecken sich über den Zeitraum vom 14. November 1902 bis 31. Dezember 1903 und zeigen Lotschwankungen, Pulsationen und Erdbeben. Die Aufstellung des Horizontalpendels war in der Nähe der Vulkane Erebus und Terror. Was die Erdbeben anbelangt, so wurden vom 14. März 1902 bis 31. Dezember 1903 nicht weniger als 136 verzeichnet. „Da keines von ihnen von der Bemannung der „Discovery“ gefühlt wurde, kann angenommen werden, daß auch keines der Beben innerhalb 50 Meilen von der Station auf „Roß Island“ seinen Ursprung hatte. Einige davon wurden von allen Instrumenten der Erde verzeichnet, viele wenigstens noch von einigen entferntern Observatorien. Diese letztern Beben müssen aus einer Entfernung von mehr als 500 Meilen herrühren. Die Messungen der verschiedenen Diagramme wurden in ein Verzeichnis eingetragen, welches soweit als tunlich auch die korrespondierenden Angaben von 43 andern Stationen enthält, von welchen 38 Stationen die gleichen Instrumente haben, wie sie von der „Discovery“ benutzt wurden, aus welchen sich folgende Schlüsse ergeben:

Verteilung der Herde. Von den 136 Aufzeichnungen geben nicht weniger als 73 Störungen an, die der subozeanischen Region zwischen Neuseeland und dem Standorte der „Discovery“ entstammen. Einige von diesen werden nur von der „Discovery“ verzeichnet, und die genaue Bestimmung ihres Herdes ist ziemlich zweifelhaft. Andere werden auch von den Stationen in Christchurch und Wellington beobachtet, wieder andere erreichen Perth, und einige schließlich äußern sich bis zu den Antipoden.

[1]) Proceedings of de Royal Society **76**. Deutsch in Erdbebenwarte **4**. Nr. 10—12.

Sechzehn Aufzeichnungen rühren von Erschütterungen her, die nahe bei Japan — bei den Philippinen oder von Celebes — ausgegangen sind. Fünf hatten ihr Zentrum in der Himalajaregion und sechs an der Westküste von Südafrika.

Die relative Häufigkeit der Erdbeben antarktischen Ursprunges in den verschiedenen Jahreszeiten und einzelnen Monaten für die Jahre 1902 und 1903 wird in der folgenden Tabelle angezeigt. Die in der Tabelle enthaltenen Zahlen geben die Indexnummern der bezüglichen Beben im „Discovery"-Register an.

	Monate											
	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
Zahl der Erdbeben . . .	0	—	7	13	11	11	4	5	3	7	6	4
Anzahl der wahrnehmbaren seismischen Ereignisse .	0	—	4	12	9	11	4	5	2	6	5	3

Erdbeben, welche sich wenige Stunden nacheinander ereigneten, gelten hier möglicherweise als die Auslösung derselben seismischen Spannung. Die größte Häufigkeit der Beben findet statt in den Monaten April, Mai und Juni oder im ersten Teile der Wintermonate. Es ist also die Verteilung der antarktischen Beben dieselbe wie in vielen andern Gegenden. Allerdings hat Dr. Omori gezeigt, daß Erdbeben von subozeanischem Ursprunge an der Küste von Japan am häufigsten im Sommer auftreten, während welcher Jahreszeit ein durchschnittlich höherer Stand der Meeresoberfläche die durch den niedrigern Luftdruck hervorgerufene geringere Belastung des Meeresgrundes mehr als aufhebt. Die Differenz dieses Druckes beträgt je nach der Jahreszeit bis zu 18.3 *mm* Quecksilbersäule. Ob in den antarktischen Regionen gleiche Verhältnisse herrschen, bleibt noch zu erforschen.

Gestalt der Gebiete, welche von großen Erdbeben gestört werden. Für lokale Erdbeben, wie solche z. B. von Zeit zu Zeit in England sich ereignen, sind wir gewöhnt, Isoseismen in der Form von Kreisen oder häufiger in der Form von Ellipsen zu sehen. Die große Achse dieser Ellipsen ist gewöhnlich parallel zu der Richtung einer Erdscholle, deren plötzliches Nachgeben an der Oberfläche Anlaß zu der Erschütterung gab.

Für sehr starke Beben, welche nicht weit genug reichen, um über die ganze Oberfläche der Erde bemerkt zu werden, aber immer noch bis zu Stationen, die nahe an den Antipoden liegen, muß die Theorie der elliptischen Isoseismen modifiziert werden.

Zum Beispiel wurden Erdbeben, welche im Distrikte bis südwestlich von Neuseeland ihren Ursprung hatten, südöstlich von der

„Discovery" und längs eines Bandes von ungefähr 20° Breite, das sich in nordwestlicher Richtung bis England erstreckte, verzeichnet. Sie können in Indien verzeichnet sein, möglicherweise auch nicht, während sie in verhältnismäßig nahen Plätzen, wie Batavia, Manila und Japan, die aber nordwärts vom Herde liegen, sicher nur selten notiert wurden. Es mag noch erwähnt werden, daß sie auch in Kapstadt oder Cordova in Argentinien, die je ungefähr 80° entfernt sind, nicht notiert wurden, sowie auch sonst nirgends am amerikanischen Kontinente. Es scheint sonach, daß merkbare Erderschütterungen, die in jenem Distrikte auftreten, sich in einem Bande in nordwestlicher Richtung bis zu den Antipoden fortpflanzen.

Erdbeben, die von der Westküste Südamerikas herstammen, wurden von der „Discovery" gegen Südwesten registriert, aber die größte Ausdehnung der Wellenbahn ergab sich in nordöstlicher Richtung, in welcher die Beben sich bis nach Westeuropa und auch nahe bis zu den Antipoden nach Sibirien fortpflanzten. Diese wurden aber nicht in Stationen verzeichnet, wo wir sie erwarten sollten, wenn sie sich mit der gleichen Intensität rund um die Erde erstrecken würden.

Störungen mit dem Herde in Japan, auf den Philippinen und in Ostindien wurden südlich bis zur „Discovery" und westlich durch Asien und Europa merkbar, während sie die nähern Stationen in Nordamerika nicht erreicht zu haben scheinen. Es ist bemerkenswert, daß der westliche Weg subkontinental, der östliche subozeanisch ist.

In einigen wenigen Fällen, wo genaue Daten vorlagen, wurden Berechnungen der Geschwindigkeiten, mit welchen Erdbebenbewegungen in verschiedenen Richtungen rund um und durch die Erde fortgepflanzt wurden, angestellt. Geschwindigkeiten längs der kontinentalen Wege waren zu vergleichen mit solchen längs subozeanischer Wege. So wurde beispielsweise für Erdbeben, die an der Küste von Ostasien auftraten, der Zeitaufwand der Wellen für die Übertragung durch Asien und Europa verglichen mit dem Zeitbedarfe derselben Wellen durch den Pazifischen Ozean nach Neuseeland und zur „Discovery". Die hierüber aufgestellten Tabellen führen zu der Überzeugung, daß die Geschwindigkeit der Erdbebenbewegungen nicht überall gleich ist. Die meisten Tabellen, welche das Verhältnis der Fortpflanzung behandeln, sind nur insofern von Wert, als sie den Charakter der Bewegungen, welche die einzelnen Stationen erreicht haben, angeben.

Die Bestimmung der Zeit, welche Erdbebenwellen brauchen, um von einer seismischen Region zu einer andern zu kommen, führt gelegentlich zu der Folgerung, daß ein Erdbeben häufig als die Folgewirkung einer zweiten Störung betrachtet werden kann. Aus den von der „Discovery" gebrachten Aufzeichnungen können fünf Fälle als Illustration hierfür gelten, nämlich für Erdbeben, welche in einem

Distrikte zu einer Zeit auftraten, wo teleseismische Bewegungen diesen Distrikt erreichten.

Vor einigen Jahren hat Prof. Milne festgestellt, daß Erdbeben, welche ihren Ursprung in der Nachbarschaft von Neuseeland hatten, in diesem Lande, ferner in England, teilweise in Bidstone, aber nicht notwendigerweise in zwischenliegenden Stationen beobachtet wurden. Die Beobachtungen der „Discovery“ in Verbindung mit den Beobachtungen von Christchurch, Wellington und Perth, haben diese Wahrnehmung bestätigt, und wir kennen nun einige Fälle, wo die Bewegung aus einem epifokalen Gebiete rund um und durch die Erde gegangen ist, um in meßbarer Stärke bei den Antipoden wieder aufzutreten.

Die Erscheinung könnte auch als Wiedererwachen an den Antipoden, als Konvergenz, fokale Wirkung oder als Gegenstoß aufgefaßt werden. Jede dieser Auffassungen gibt schließlich immerhin noch eine Erklärung dieser gegenpoligen Verwandtschaft.

Über 25 jährige Erdbebenbeobachtungen in der Schweiz machte Prof. Dr. J. Früh Mitteilungen.[1]) Im Jahre 1878 bildete sich in der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft eine Erdbebenkommission, die zwei Jahre später in volle Tätigkeit trat und jetzt auf 25 Jahre derselben zurückblickt. In diesem Zeitraume sind in der Schweiz 822 Erschütterungen beobachtet worden, was auf ein Jahr durchschnittlich 33 ergibt. Sie verteilen sich auf 195 Erdbeben, von denen 168 ihren Herd im eigenen Lande hatten.

Aus den statistischen Zusammenstellungen der Ergebnisse hat sich gezeigt, daß sowohl während der Nachtzeit, als auch im Winter die Erdbeben am häufigsten sind. Was das Areal der Erschütterungsgebiete anbetrifft, so ist dieses sehr verschieden, oft umfaßt es nur wenige Quadratkilometer. Während das Freiburger Beben vom Jahre 1880 ungefähr 3770 *qkm* umfaßte, hat sich das nicht stärkere Berner Beben vom folgenden Jahre auf einem fünf- bis sechsmal größern Gebiete fühlbar gemacht. Nach der Stärke der Bewegung werden zehn Intensitätsgrade unterschieden. Areal und Intensität sind aber nicht proportional. Im Jahre 1898 z. B. fand ein Erdbeben mit dem Herde in Grandson statt, das eine Fläche von 1880 *qkm* erschütterte, im gleichen Jahre ein solches in St. Blaise von bloß 16 *qkm* Schüttergebiet; in beiden Schütterzonen war aber die Intensität die gleiche. In Italien würden bei gleicher Stärke viel größere Schädigungen entstanden sein; denn die Bauart der Behausungen ist dort im allgemeinen eine leichtere. Grandson und St. Blaise sind, wie die 25 jährigen Beobachtungen zur Genüge ergeben, zwei eigentümliche Pulsationsstellen in der Schweiz. Der Kirchturm von Morges ist ein Seismophon ersten Ranges; infolge der

[1]) Erdbebenwarte 5. p. 197.

Nähe der Hämmer erklingen die Glocken jedesmal, wenn eine stärkere Erdbebenwelle unter der Kirche durchzieht.

Auf Bodenbewegungen ist wohl die Trübung von Quellen zurückzuführen, die oft bei den Schweizer Erdbeben beobachtet wird. So trübte sich nach zuverlässigen Berichten in Le Brassus die dortige kristallhelle Stromquelle schon mehrmals viele Tage. Auch in Riesbach soll einmal nach einem Erdbeben eine Quelle in 6 *m* tiefer Leitung mehr als einen Tag trüb geflossen sein. Im Blauseelt bei Kandersteg hat sich 1890 durch Dislokationsvorgänge eine neue Wand gebildet, die sich noch jetzt durch ihr wunderschönes Azurblau verrät. Durch Erdbeben brechen auch Eisdecken auf Flüssen und Seen; solche Beobachtungen konnten an der Aare und an der Arve gemacht werden. Im Winter wird gelegentlich beobachtet, daß die Bäume plötzlich ihren Rauhreif verlieren, obschon weder Wind, noch Sonne im Spiele sind; Schwankungen des Erdbodens müssen die Ursache dieser Erscheinung sein.

Erderschütterungen pflanzen sich im Wasser fort; am Genfer See wurde schon mehrmals Wellengang infolge Erdbebens konstatiert. Eine gleiche Beobachtung machten am 22. Feburar 1898 aus der Schule heimkehrende Kinder in Grandson. ,,Der See kommt ins Land," riefen sie. Kein Windhauch weit und breit und doch 50 bis 60 *cm* hohe Wellen, welche die Kaimauern überfluteten! In Ermatingen beobachteten Fischer, die auf der Höhe des Sees dem Fange oblagen, wie bei ruhigstem Wetter Millionen von Blasen, an der Wasseroberfläche erschienen. Es war offenbar Sumpfgas, das sich durch ein unterseeisches Beben befreit hatte.

Das Erdbeben in Untersteiermark und Krain am 31. März 1904. Über dasselbe haben Prof. R. Hoernes und Prof. F. Seidel[1]) der K. K. Akademie in Wien einen Bericht vorgelegt, der die folgenden Ergebnisse ihrer Untersuchungen enthält.

Die Zeit des Eintrittes der Erschütterung wird von vielen Beobachtern abgerundet mit $9^3/_4{}^h$ oder $9^h\ 45^m$ gemeldet, verhältnismäßig wenige nennen eine frühere Stoßzeit als $9^h\ 42^m$, manche hingegen auch eine spätere.

Ohne Zweifel hat sich das Erdbeben auf der gesamten fühlbar erschütterten Fläche innerhalb des Zeitraumes von einer Minute abgespielt, und sind die Differenzen in den Angaben nur auf Mängel der Uhren und der Beobachtung zurückzuführen.

Eine gute Kontrolle der Zeitangaben liefern die Aufzeichnungen von Apparaten, welche vorkommende Erderschütterungen automatisch registrieren. Im vorliegenden Falle kommen in Betracht die Seismographen von Laibach, Triest und Pola. Alle drei Stationen sind mit dem Mikroseismographen von Vicentini ausgerüstet.

---

[1]) Mitt. d. Erdbeben-Kommission d. K. K. Akad. d. Wiss. in Wien Nr. XXVII.

Behufs Rekonstruktion des Momentes der stärksten Erschütterung in dem vermutlichen Epizentrum in Trifail fassen die Verfasser die Phase des intensivsten Impulses, wie sie sich als Mittel der registrierten Komponenten ergibt, und erhalten für Laibach als Stoßzeit 9^h 42^m 5^s, für Triest 9^h 42^m 25.5^s und für Pola 9^h 42^m 57^s.

Der 71 *km* lange Weg Laibach—Triest im Radius Trifail—Triest wurde von der Oberflächenwelle des Erdbebens in 20.5^s durcheilt, also mit einer Geschwindigkeit von 3.46 *km* in der Sekunde. Unter Voraussetzung ebenderselben Geschwindigkeit ergibt sich für die Durchschreitung des Weges Trifail—Laibach ein Zeitraum von 12.4^s und demgemäß als Zeit der stärksten Erschütterung im Epizentrum bei Trifail ca. 9^h 41^m 53^s.

Die Stärke und Verbreitung der Erderschütterung, sowie die graduelle Abstufung der Energie an der Erdoberfläche mit zunehmender Entfernung von dem Epizentrum wird am vorteilhaftesten kartographisch durch Isoseismen veranschaulicht.

Die zweckmäßigste Grundlage hierzu gibt die bekannte Rossi-Forelsche Skala. Da schwache und mittelstarke Beben wesentlich häufiger sind als sehr starke, so empfiehlt es sich der Vergleichbarkeit halber, die neuere Fassung dieser Skala anzunehmen, welche ihr durch Forster und Heim gegeben wurde, da sie eben die mittlern Grade mehr detailliert und sich somit als praktischer erweist. Leonhard und Volz haben die Unterscheidungen noch schärfer zu fassen versucht, und zuletzt hat F. E. Sueß noch einzelne Bemerkungen hinzugefügt. Diese Sueßsche Fassung diente als Grundlage für die Stellung charakteristischer Fragen des in Österreich eingeführten Fragebogens (und der Fragekarte) in dessen Neuauflage vom Jahre 1904. Infolgedessen empfiehlt es sich, bei Darstellungen durch Isoseismen in Zukunft diese Skala zugrunde zu legen.

In der Isoseismenkarte tritt zunächst die stärkste erschütterte epizentrale Region deutlich hervor. Es kommt ihr ein Flächenraum von 50 *qkm* zu, und sie wird durch die Meldungen von vier Orten: Trifail, Hrastnigg, Dol und St. Katharina gekennzeichnet. In Trifail war die Erschütterung so heftig, daß an einzelnen Stellen sich der Mauerverputz ablöste, und am Fenster stehende Blumentöpfe herabfielen. Aus Hrastnigg melden zwei Berichte übereinstimmend das Abstürzen eines Rauchfanges, einer der beiden Berichte betont auch starken Schrecken unter der Bevölkerung. In Dol bei Hrastnigg bewirkte der „sehr starke“ Stoß ein Zerspringen zweier Fensterscheiben.

Man kann in der gewählten schematischen Darstellungsform der epizentralen Region eine annähernd kreisrunde Area von etwa 8 *km* Durchmesser einräumen. Von hier aus breitet sich die Energie der seismischen Störung an der Erdoberfläche nach allen Richtungen durchschnittlich gleichmäßig fort, gleichsam nach Art jener Wellenbewegung, die auf einer ruhenden Wasserfläche durch einen fallenden

Stein hervorgerufen wird, und wächst in der bezeichneten Zone nächst schwächerer Störungen auf der Peripherie eines konzentrischen Kreises von 30 *km* Durchmesser an.

Bezüglich des physikalischen Charakters der Bewegung bemerken die Verfasser: Nach der ältern Ansicht soll die unterirdische Kraft in der epizentralen Region fast ausschließlich in Form von sussultorischen Stößen sich bekunden, in größerer Entfernung aber als eine undulatorische Bewegung auftreten.

Von fünf angeführten Berichten aus der epizentralen Region bezeichnet einer die Art der Bewegung geradeaus als eine undulatorische; die übrigen Berichte aber widersprechen dem nicht oder lassen ohne Zwang eine Auffassung im gleichen Sinne zu.

In den übrigen Zonen der Schütterfläche war die Bewegung ohne Zweifel eine wellenförmige. Einige Beobachter bezeichnen sie geradezu als eine solche, viele verspürten die schwächern Phasen der Bewegung nicht, sondern nur ein oder zwei Maxima derselben und bezeichnen sie daher nur als ein oder zwei Stöße.

Wie andere Erdbeben war auch das in Rede stehende mit einer Schallerscheinung verbunden. Einige Meldungen bezeichnen dieselbe als Sausen, häufiger wird sie als donnerartiges Dröhnen oder Getöse dargestellt, also als ein Schall von tiefem, dumpfem Ton. Der Vergleich mit dem Schalle eines vorüberfahrenden Wagens (Möttnig) deutet das rasche Anschwellen des Tones an. Aus den Schilderungen der zuverlässigern Berichte ist ersichtlich, daß das Dröhnen der Erschütterung vorangegangen ist und sie begleitete.

Die Dauer der Erschütterung ist, wenn man die vorliegenden Daten zusammenfaßt, von weniger als 5^s in der epizentralen Region auf 8^s in 17 *km* Entfernung vom Oberflächenmittelpunkte angewachsen und auf mindestens 10^s in 60 *km* Entfernung.

Die instrumentale Registrierung erfaßt die Bewegung in einem größern Umfange als der Mensch mit seinem Gefühle. Demgemäß dauerte das Beben für die Vertikalkomponente des Seismographen in Laibach auf quartärem Boden nicht weniger als 123^s.

Die Stoßrichtungen, welche an den einzelnen Orten gemeldet werden, können nicht dazu verwendet werden, um den Herd der Erschütterung vom 31. März zu ermitteln. Nicht bloß benachbarte Orte haben ganz verschiedene Stoßrichtungen gemeldet, die zu dem epizentralen Gebiete nicht in Beziehung gebracht werden können, sondern aus einem und demselben Orte (so aus Trifail, aus Tüffer) werden widersprechende Stoßrichtungen angegeben.

Über Vor- und Nachbeben der Haupterschütterung des 31. März läßt sich nichts sicheres ermitteln. „Dagegen," sagen die Verfasser, „ist das Beben, welches am 4. April am Westrande der Schütterfläche des 31. März sich auslöste und die Meldungen aus Zirklach und Komenda veranlaßte, geeignet, ein Interesse zu wecken. Es löste sich nämlich vermutlich an einem Punkte der Bruchlinie aus, welche von

Oberburg an westwärts über die Černa dolina und weiter über den Ulrichsberg gegen Zirklach hinstreicht. Parallel mit dieser, nur wenig südlicher, streicht eine zweite derartige Linie des Bruchsystems der Steiner Alpen und ihrer südlichen Vorberge, nämlich die Linie Egg-Glogowitz - Trifail. Sie zieht mitten in das Herdgebiet der Haupterschütterung vom 31. März. Die Vorstellung, daß diese letztere durch eine tektonische Bewegung an einem Punkte der Bruchzone in der Gegend von Trifail veranlaßt wurde, ist offenbar eine sehr nahe liegende. Man hat dann nur einen Schritt weiter zu tun, um in der seismischen Regung vom 4. April ein Relaisbeben, ausgelöst innerhalb des Bruchsystems der Haupterschütterung, anzusehen, oder jene als ein Beispiel für das Wandern des Stoßpunktes innerhalb einer Gruppe paralleler Bruchlinien von einer Linie auf die andere zu bezeichnen."

Das Erdbeben von Skutari im Sommer 1905. Die Erdbebenkommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien hat eine genauere Untersuchung der Vorgänge bei dem nordalbanischen Erdbeben im Juni 1905 veranlaßt, und Dr. G. Vetters berichtet über die Ergebnisse,[1]) zum Teile auf Grund eigener Untersuchungen an Ort und Stelle. Hinsichtlich des von dem Beben am stärksten betroffenen Gebietes Nordalbaniens war er fast ausschließlich auf persönlichen Besuch der einzelnen Ortschaften angewiesen. Die primitiven Zustände der Verkehrswege und Verkehrsmittel und die kulturellen Verhältnisse des Landes machten die Bereisung langwierig und ließen kein vollständiges, sicheres Beobachtungsmaterial zusammenbringen; doch konnte er dank der weitgehenden Unterstützung der K. u. K. Konsularbehörden und des Entgegenkommens der Kaiserlich ottomanischen Behörden, sowie nicht zuletzt infolge der durchaus freundlichen Haltung der einheimischen Bevölkerung seine Reisen ohne jede Gefahr und in aller Ruhe unternehmen und Erkundigungen einziehen.

Diese Reisen erstrecken sich zunächst auf die nähere Umgebung Skutaris: die Zadrima, die nördlich und östlich des Sees gelegene Ebene. Zwei weitere Reisen wurden 1. um den Skutarisee (Dulcigno, Antivari, Virpazar, Rieka, Tuzi, Skutari), 2. in das albanische Küstengebiet (Alessio, Durazzo) und dann in die Merdita (Tirana, Fanital, Oroši und zurück über Kačinjeti und Narači) unternommen. Schließlich wurden Tagesritte auf den Maranaj und nach Mazreku gemacht; im ganzen etwa 75 Orte besucht.

Das Erdbeben begann in Skutari am 1. Juni 6^h 5^m morgens. (So zeigte die nach Ortszeit gerichtete Uhr im Jesuitenkollegium, genau regulierte Uhren sind nicht vorhanden.)

Es wurden sowohl sussultorische wie auch undulatorische Stöße verspürt, und zwar sind die erstern vorangegangen und haben 4 bis 5 Sekunden angedauert, worauf Wellenstöße eintraten (nach andern gingen auch den sussultorischen Stößen zwei bis drei schmale undulatorische voraus). Gesamtdauer 10 bis 12 Sekunden.

Am selben Tage erfolgten nach diesen ersten und stärksten Stößen noch ca. 40 weitere, darunter zwei stärkere gegen Abend und nächsten Morgen. Die folgenden Tage wurden noch weitere, schwächere Stöße gespürt, und durch den ganzen Monat, sowie auch die folgenden, trat noch keine völlige Beruhigung des Bodens ein. Stärkere Stöße wurden z. B. am 2. bis 6., 9., 10., 11., 12., 15., 16., 19. und 30. Juni, 1., 2., 7., 14., dann ein besonders starker am 16. Juli, welcher einigen Schaden in der Umgebung anrichtete, am 18., 20., 21., 22.,

---

[1]) Anzeiger d. K. K. Akad. d. Wiss. in Wien 1906. Nr. I. p. 4.

26., 27. Juli von Herrn P. Al. Fracchioni des Skutariner Jesuitenkollegiums verzeichnet. Auch diese Nachstöße waren so wie die anfänglichen von unterirdischen Donnern, Rollen oder schußähnlichen Geräuschen begleitet.

Die Richtung der Hauptstöße wird verschieden angegeben, mit Überwiegen der NO- oder SW-Richtung.

Der in der Stadt Skutari angerichtete Schaden war recht beträchtlich, und wenn auch das Bild, welches die Stadt darbot, kein so gräßliches war, als man nach den Zeitungsberichten sich machen müßte. Von etwa 6500 Häusern sind nach Annahme des K. u. K. Generalkonsulates ein Fünftel gänzlich zusammengestürzt, darunter der jenseits des Drin gelegene Stadtteil Bakćelik mit etwa 100 Häusern. Von den restlichen vier Fünfteln ist ein Drittel ungefähr zum größten Teile zerstört oder einsturzgefährlich geworden. Die übrigen Gebäude blieben zwar aufrecht, zeigten jedoch zahlreiche Risse und Sprünge in den Mauern, welche längere Reparaturen nötig machten.

Der Materialschaden wurde auf ca. 20 Millionen Kronen veranschlagt.

Nicht alle Teile der Stadt wurden in gleicher Weise betroffen, sondern es sind besonders die südlich und tiefer gelegenen Teile, wie Bakćelik, das muhammedanische Viertel und Teile des Christenviertels stark in Mitleidenschaft gezogen worden. Der Basar, nach den Zeitungsberichten gänzlich zerstört und unter einem Bergsturze begraben, hat, von einigen Häusern an der Landungsstelle abgesehen, so gut wie gar nicht gelitten, vermutlich liegt eine Verwechslung mit Bakćelik vor. Der oben erwähnte Bergsturz reduziert sich auf einige herabgefallene Felsblöcke an der SW- und NO-Seite des Rosafberges, wie solche an verschiedenen Punkten der Gebirge sich ereigneten.

Von den Orten der Umgebung haben gleichfalls die südlich und südwestlich der Stadt in der Zadrima gelegenen am stärksten gelitten. Brdica, Bltoja, Zuos, Truši eper, Kuči Bušati usw. sind fast gänzlich oder zum größten Teile zerstört worden, während die höher und auf festerm Gesteine gelegenen Orte geringere Schäden aufwiesen.

Die verderbliche Wirkung des Erdbebens wurde in den erwähnten Orten und Stadtteilen Skutaris außer durch den wenig festen Boden (grobe Schotter, Tone usw.) noch durch die schlechte Bauart der meisten Gebäude vergrößert. Die Mauern sind aus kopfgroßen, abgerundeten Teilen zweiteilig aufgeführt, schlecht verbunden, während die Ziegeldächer ziemlich großes Gewicht besitzen. Hohe, freistehende, dabei gut zusammengefügte Objekte, wie die Kirchentürme (Kathedrale, Franziskaner), und besonders die schlanken Minarets führten deutlich sichtbare, große Schwingungen aus, um dann fast unversehrt in die Ruhelage zurückzukehren. Nur von dem Minaret in Bakćelik und Zuos wurden die obern Teile herabgeworfen, und an den beiden Kirchentürmen wurden die schweren Kreuze verbogen (Kathedrale) oder verdreht (Franziskaner).

Die Zahl der durch die einstürzenden Häuser Getöteten war nicht genau zu erfahren. Es sollen etwa 170 Personen (davon in Bakćelik allein 37) getötet und 400 bis 500 verletzt worden sein.

Von anderweitigen Erdbebenwirkungen sind Erdspalten zu nennen, die sich in der Zadrima besonders am Bojanaufer bildeten. Bei Derigjat öffnete sich der Boden und ließ beim darauffolgenden Schließen das Grundwasser hoch herausspritzen. Ferner trat vielfach ein Anschwellen und Trübung des Quell- und Brunnenwassers ein.

Auf dem Skutarisee, am Bojanaflusse, sowie in der Adria zwischen Antivari und der Bojanamündung spürten die dort befindlichen Schiffe das Beben als starken, senkrechten Stoß. Anschwellen und Rückstauung des Sees trat nicht ein.

Weithin wurde die erste starke Phase dieses Bebens gespürt. In Dalmatien bis nach Zara, dann in fast ganz Montenegro, bis nach Prizren, Oroši gegen Osten und bis Durazzo, Tirana und selbst Elbassan nach Süden.

Das Gebiet der stärksten Beschädigung wurde bereits durch die oben genannten Orte der südlichen Umgebung Skutaris umschrieben. Zahlreiche

Gebäudeschäden wurden in der ganzen Ebene nördlich und südlich angerichtet. Dieses Gebiet reichte nach Westen nicht über den Mali-Amulit und nach Süden nicht über Alessio hinaus. Und auch die an den Kalkgebirgen gelegenen Orte wie Kukli, Kakariši, Kalmeti haben keinen besondern Schaden erlitten.

Dagegen wurden in der Merdita am Wege nach Oroši in mehrern Orten einzelne Gebäude beschädigt, wie in Kačinjeti, Šnerjć, Kačinari und in Oroši selbst, z. B. die Villa des Abbé, wobei die Stoßrichtung W—O angegeben wurde. Ferner weiter südlich in Selita und Perlati, sowie im Matitale (Stogjin), während in den westlich am Gebirgsrande gelegenen Orten Rubigo, Miljoti, Delbinisti, Lači usw. kein Schaden angerichtet wurde. Es scheinen sich die Stöße somit im Rücken (Osten) der randlichen Kalkgebirge, in den an lockern eruptiven Verwitterungsmassen reichen Schichten der sogenannten Schieferhornsteinformation, mit größerer Intensität fortgepflanzt zu haben.

Gegen das montenegrinische Küstenland erstreckt sich das Gebiet großer Intensität längs der Störungslinie zwischen Tertiär und ältern Gebirge über Mila, Kruša nach Antivari, wo einige Gebäude stark gelitten haben: das Minaret vor dem Gemeindehause und besonders die katholische Kirche und das erzbischöfliche Palais, was zum Teile mit der wenig guten Mauerung zusammenhängt.

Alle hier wahrgenommenen Stöße waren wellenförmig und von Südwesten gegen Osten gerichtet. Sussultorische Stöße fehlten, der erste Stoß trat nach Angabe der Hafenwarte Pristan um 5^h 45^m 24^s (astronom.) ein.

Auch die Orte der Umgebung, sowie das südlichste Dalmatien Šusanj, Sutomore usw. wurden sehr stark betroffen.

Dagegen hatten die Orte am Ostfuße des Taraboš (Široka, Zogai usw.) wenig zu leiden.

Stark war das Beben erst wieder in der untern Crmnica bei Virpazar fühlbar. Es ist dies der am meisten geschädigte Teil von Montenegro. 20 Häuser wurden gänzlich vernichtet, über 50 stark beschädigt, und auch einige Menschenleben sind zu beklagen. Virpazar selbst, auf einem künstlichen Sockel in dem sumpfigen Gebiete an der Mündung der Crmnica errichtet, hat dank der solidern Bauart geringern Schaden aufzuweisen; stark beschädigt wurde nur das zweistöckige Gerichtsgebäude. Das Beben ereignete sich zur selben Zeit wie in Skutari, und die Stöße waren gleicher Natur, zwei bis drei leichte Wellenstöße, dann starke sussultorische und nachher neuerdings undulatorische Stöße, letztere dauerten mehrere Tage und hatten SO—NW-Richtung.

Schwach war die Wirkung des Bebens in den höher gelegenen Orten Montenegros wie Rieka, Cetinje, schwächer als im gleich weit entfernten Küstengebiete.

Größere Stärke besaß es im niedern Gebiete des Čemovsko polje bis Podgorica und Špuša. In Podgorica selbst war der Schaden gering (zwei Häuser des Türkenviertels und die eine in Reparatur befindliche Ribnicabrücke wurden stark beschädigt). Stärker wurde die Umgebung betroffen, z. B. Mahala, Majanovici, Ljesko polje im Süden, im Norden Zlatica (eine Brücke) und besonders Špuža (fünf Häuser), welches in der Alluvialebene der Zeta hart am Gebirgsrande liegt. Auch in Podgorica waren die stärksten Stöße sussultorisch, denen undulatorische folgten. Auch hier hielten leichtere Nachstöße noch lange an.

Die Ortschaften am Nordostrande des Sees haben gleichfalls unter dem Beben vielfach gelitten.

Daß das Erdbeben von Skutari tektonischer Natur sei, wurde von Anfang an mit Recht geglaubt, und man brachte es mit der Scharung der dinarischen und albanischen Ketten in Zusammenhang. Dr. Vetters glaubt, daß dieses Beben nicht nur an eine Störungslinie geknüpft war, sondern sowohl die NW—SO gerichtete und dann gegen NO umgebogene Bruch- und Überschiebungslinie, welche die tertiären und kretazischen Ketten von traidischem Taraboskamme trennt, wie auch die westliche Abbruchslinie des albanesischen Gebirges, die sich gegen NW in das Becken des Sees fortsetzen mag, damit hauptsächlich im Zusammenhange stehen.

Daher die Verbreitung des Gebietes größerer Stärke gegen Antivari und Süddalmatien einerseits, anderseits mit teilweiser Überspringung des südlichen, felsigen Westrandes in das Gebiet des Skutarisees bis an die höhern Gebiete des montenegrinischen Plateaus gegen Norden und im Zadrimagebiete nach Süden. Daher zeigte sich auch in Dulcigno ein etwas abweichendes Verhalten. Das Beben vom 1. Juni war verhältnismäßig schwach, wellenförmige NW—SO gerichtete Stöße allein wurden verspürt, während der Stoß vom 16. Juli stärker fühlbar war.

Das Gebiet der größten Intensität war in Skutari und der unmittelbar benachbarten Gegend gelegen, d. i. im Kreuzungspunkte der erwähnten zwei Hauptstörungslinien.

Ohne zwar zwingende Beweise dafür erbringen zu können, glaubt Dr. Vetters auf die Möglichkeit hinweisen zu müssen, daß die erste Auslösung des Bebens nicht hier im Gebiete größter Heftigkeit stattfand, sondern von der großen NW—OS Störungslinie Antivari—Mila, parallel zu den Staffelabbrüchen des adriatischen Beckens. Nach den meisten übereinstimmenden Aussagen kamen in diesem Gebiete die Stöße vom Meere her und pflanzten sich am Gebirgsrande gegen Skutari fort. Auch in Obotti, Zuos, Gorica wurde Ostrichtung der Stöße angegeben, und konnte Dr. Vetters selbst die Stöße nach herabgefallenen Objekten (Turm, Minaretdach usw.) beobachten. Auch das Fehlen sussultorischer Stöße im Küstengebiete im Gegensatze zum Seegebiete scheint auffallend. Möglich also, daß an dieser Linie bei Antivari etwa die erste Spannungsauslösung erfolgte, die sich gegen Dalmatien, dann gegen SO und am Tarabosfuße nach NO fortpflanzte und am Kreuzungspunkte mit der Abbruchslinie der albanischen Ketten stärkere, sussultorische Stöße auslöste, welche sich dann an dieser NW—SO-Abbruchslinie der albanischen Ketten fortpflanzten und das ganze Seegebiet und die südliche Ebene in Mitschwingung versetzten.

Das Erdbeben vom 31. Januar 1906 in Columbien ist in Europa nach seiner Bedeutung weniger bekannt geworden. Eine wissenschaftliche Beschreibung bringt die englische Zeitschrift „Nature", aus der E. Tießen einen Auszug gibt.[1]) Dieses Erdbeben dürfte hiernach in mancher Hinsicht höchst merkwürdig sein. So beispielsweise durch den Umstand, daß unter dem Einflusse der Erderschütterungen ganze Inseln versunken sind, aber nicht plötzlich, sondern so allmählich, daß sich ihre Bewohner noch in Booten zu retten vermochten. Die außerordentliche Langsamkeit, mit der die Kunde von den Ereignissen nach Europa gelangt ist, ist größtenteils wohl auf die Unterbrechung der Kabel durch die Erdbewegung zu schieben. Diese läßt sich zum Teile erklären durch das Auftreten mächtiger Erdbebenwellen, die längs der Westküste von Columbien zwischen den Orten Tumaco und Buenaventura den Strand weit bis ins Innere hinein überschwemmten. Die Erdbebenapparate haben in Europa diese Geschehnisse weit früher angezeigt als irgend eine direkte Mitteilung. Namentlich auf der Insel Wight an der südenglischen Küste haben die Beobachtungen eine ganze Geschichte dieser Erderschütterungen geliefert. Die erste Ankündigung einer großen Erdbewegung erfolgte dort am genannten Tage $3^h\ 47^m$ nachmittags, und nach weitern 35 Minuten hatten die Erschütterungen ihren Höhe-

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1906. p. 278.

punkt erreicht. Daraus läßt sich berechnen, daß das große Erdbeben in Columbien nach dortiger Zeit etwa um $10^h\ 9^m$ vormittags eingetreten sein muß. Dadurch werden auch die Folgen der Katastrophe einigermaßen gemildert worden sein, weil sich die Bewohner der Küste bereits in Tätigkeit und zum großen Teile wahrscheinlich auch außerhalb der Häuser befunden haben. Zur Reise nach der europäischen Küste brauchen die Erdbebenwellen etwa zwei Stunden, und mittlerweile muß jeder Bewohner der ganzen Erde wenigstens drei oder vier Stunden lang auf schwankendem Boden gestanden haben, wenn auch meist die Erdbewegungen nicht mehr stark genug waren, um für die Nerven der Menschen unmittelbar bemerkbar zu sein. Alle Instrumente auf der Erde aber, die zur Aufzeichnung ferner Erdbeben eingerichtet sind, haben Urkunden darüber geliefert, die Luftblase in jeder empfindlichen Wasserwage hat die Schwankungen der Erde sichtbar gemacht, viele Magnetnadeln sind unter ihrem Einflusse hin und her geschwungen, Pendel haben Beschleunigungen oder Verzögerungen erlitten usw. Aber nicht nur an ihrer Oberfläche, sondern auch in ihren Tiefen hat die ganze Erde Erschütterungen erlitten. Der innere Bau unseres Planeten ist gestört worden, und dies Ereignis in der Lebensgeschichte der Erde ist jedenfalls noch nicht zum Abschlusse gekommen. Der Ursprungsort des letzten Columbischen Erdbebens befand sich wahrscheinlich unter dem Ozeane; denn vor der Mündung des Esmeraldaflusses sind beträchtliche Hebungen des Meeresbodens erfolgt. Im ganzen geschahen dort nicht weniger als 15 Kabelunterbrechungen.

Eine Zusammenstellung der makroseismischen Bewegungen im Monate April 1906 gab die Kaiserliche Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg.[1]) Sie ist nachstehend wiedergegeben und enthält in tabellarischer Form die wichtigsten Angaben über die stärksten Erdbeben, welche im Monate April verspürt worden sind. In der ersten Kolumne sind die Orte angegeben, welche das Beben gefühlt haben, oder die Gebiete, über welche sich die Erschütterung ausdehnte. Diejenigen Orte, welche ein und demselben Schüttergebiete angehören, sind dadurch gekennzeichnet, daß in der zweiten Kolumne das Datum bei dem ersten Orte angeführt, bei den folgenden dazu gehörigen aber nur durch " bezeichnet ist. Die Zeit des Bebens ist in mittlerer Zeit von Greenwich ausgedrückt; die entsprechende mitteleuropäische Zeit erhält man, indem man eine Stunde addiert. Was die Art der Bewegung betrifft, so läßt das plötzliche Auftreten von vertikalen Stößen gewöhnlich darauf schließen, daß der Ausgangspunkt der Bewegung an der Erdoberfläche (das Epizentrum) in der des in der ersten Kolumne genannten Ortes lag; ist die Bewegung dagegen horizontal und langsam, so befand sich der Beobachtungsort

[1]) Beilage zu Nr. 108 der Straßburger Korrespondenz.



Ed. Hch. Mayer, Verlag,
Leipzig.

schon in größerm Abstande vom Epizentrum. Die Intensität der Erschütterung ist nach der vierteiligen Skala: stark, schwach, leicht, sehr leicht ausgedrückt.

Sieht man von dem schweren kalifornischen Beben vom 18. April und dem italienischen am 21. ab, so haben im Monate April alle stärkern Erschütterungen in Ostasien stattgefunden; besonders tätig war das bekannte Schüttergebiet, welches sich von der Insel Formosa über die Pescadores nach der gegenüberliegenden Küste Chinas erstreckt; ihm gehören nicht weniger als vier Beben an. Ebenso oft wurde die Hauptinsel des Japanischen Reiches, Nippon, von Beben heimgesucht. Das Beben vom 6. April umfaßte die Westküste von Korea.

(Hierzu die Tabelle Seite 146 und 147.)

Das Erdbeben in San Francisco am 18. April 1906. Dieses Erdbeben, welches die Stadt San Francisco traf und besonders durch die im Gefolge der Hauseinstürze entstandenen Feuersbrünste dort die schrecklichsten Verheerungen anrichtete, äußerte sich daselbst durch eine Anzahl von Stößen, von denen der dritte der heftigste war. C. Davison kommt auf Grund seiner Ermittlungen zu folgenden Ergebnissen:[1]) „Der erste Erdstoß in San Francisco erfolgte um $5^h\ 13^m$ früh, d. h. um $1^h\ 13^m$ nachmittags mittlerer Greenwicher Zeit. Die erste Reihe der Vorbeben (preliminary tremors) erreichte Birmingham um $1^h\ 1^m\ 3^s$ nachmittags. Die Amplituden waren klein und hatten eine mittlere Periode von 6.4^s. Um $1^h\ 35^m\ 7^s$ folgte die zweite Reihe, größer in der Amplitude und mit einer Durchschnittsperiode von 11.4^s. Diese Erzitterungen pflanzen sich mit einer Geschwindigkeit von 10 und mehr Kilometern in der Sekunde durch den Erdkörper fort. Um $1^h\ 45^m\ 13^s$ begann die Hauptbewegung, aus Wellen bestehend, die mit der fast gleichmäßigen Geschwindigkeit von 3.3 bis 3.4 *km* in der Sekunde über die Erdoberfläche gehen. Zu Anfang dieses Stadiums betrug die mittlere Schwingungsperiode 44.1^s, später 25.2 und am Schlusse 16.2^s. Hier liegt eine Lücke in den Registrierungen infolge mehrmaligen Aussetzens des Zeigers (Omoris Horizontalpendel). Das Endstadium der Störungen (Nachbeben) begann um $2^h\ 1^m\ 45^s$ und zeichnete sich durch eine lange Reihe ungewöhnlich klarer und regelmäßiger Wellen von 15^s Periode aus. Die Dauer dieses Stadiums ist ungewiß; denn seine Wellen wurden um $3^h\ 28^m\ 38^s$ durch die Schwingungen des ersten Stadiums verstärkt, die inzwischen zum ersten Male um die Erde gegangen waren und nunmehr zurückkehrten. Lange, schwache Schwingungen wurden in der Zeit von $4^h\ 58^m\ 32^s$ bis $5^h\ 6^m\ 34^s$ aufgezeichnet; sie repräsentieren die erneute Wiederkehr der ersten Reihe der Oberflächenschwingungen, nachdem diese nochmals die Reise um den Erdball zurückgelegt hatten. Der Zwischenraum zwischen

[1]) Globus Nr. 20 p. 323.

Ort oder Schüttergebiet	Tag	Gr. Zeit	Bewegung				Bemerkungen
			Art	Intens.	Dauer	Richtung	
Taichu	2.	3.54.29		leicht			Häuser erschüttert
Kanayama	4.	1.04.24	plötzlich	„			„ „
Ishinomaki	„	1.04.32		„			Häuser erschüttert, Geräusch
Fukushima	„	1.05.42		„			Häuser erschüttert
Ostnippon	5.						
Choshi	„	2.49.21	langsam	schwach			
Kanayama	„	2.50.04		„	lange		
Ishinomaki	„	2.50.34	vertikal	„			Häuser erschüttert
Tokio	„	2.50.54	langsam	„			
Mito	„	2.51.11	plötzlich, vertikal	„			„ „
Chemulpo	6.	5.04.45	vertikal	schwach			
Formosa-Pescadores-Amoy	7.						
Koshun	„	4.52.01		leicht			
Tainan	„	4.52.18	horizontal u. vertikal	schwach		N 29° E	
Hokoto	„	4.52.49		„		SSE—NNW SE	Häuser erschüttert
Taichu	„	4.53.15		„			„ „
Taihoku	„	4.53.40		leicht			
Formosa-Pescadores	7.						
Hokoto	7.	22.39.07	langsam	„		SSE—NNW SE	„ „
Tainan	„	22.39.41	horizontal u. vertikal	schwach			„ „
Taichu	„	22.40.25	plötzlich				„ „
Taihoku	„	22.40.29	„	leicht			
Koshun	„	22.40.31		„			

Ostnippon	8.						
Utsunomiya	„	17.38.14	plötzlich	schwach			
Yokohama	„	17.39.01	langsam	„			
Mito	„	17.36.52	vertikal	leicht			
Numadsu	„	17.37.46		„	lange		
Tokio	9.	22.02.14	plötzlich	„			
Kumagai	„	22.03.22		„			Häuser erschüttert
Yokohama	„	22.03.23	„	„			
Zentralnippon	11.						
Hikone	„	10.08.05		schwach			„ „
Kyoto	„	10.08.41	langsam	„			
Nagoya	„	10.09.46	vertikal	leicht			„ „
Formosa-Amoy	13.						
Taito	„	19.14.40					
Tainan	„	19.17.39	vertikal u. horizontal	stark		N 51° E	Uhren blieben stehen
Taichu	„	19.17.58	plötzlich	„		E	Häuser erschüttert
Taihoku	„	19.18.25	„	„	lange	S 32° W—N 32° E	„ „
Hokoto	„	19.16.59	vertikal	leicht		ESE-WNW	„ „
Formosa-Amoy	13.						
Tainan	„	23.51.52	„	stark		N 40° E	Häuser beschädigt
Koshun	„	23.52.38	vertikal, plötzlich	„			Häuser erschüttert
Taito	„	23.49.10		schwach		SE—NW	„ „
Hokoto	„	23.51.32	vertikal, plötzlich	„		ENE-WSW	„ „
Zentralnippon	18.						
Jida	20.	19.39.57	vertikal	stark			„ „
Kansawa	„	19.37.46	„	schwach			
Nagonya	„	19.39.53		„			„ „
Siena-Poggibonsi	21.	6.34.	7 Stöße	stark			Häuser beschädigt

dem ersten und dritten Durchgange dieser Wellen war 3^h 13^m 19^s und entspricht einer Geschwindigkeit von 3.36 *km* in der Sekunde."

Bezüglich der Aufzeichnungen der Seismographen besonders in Europa liegen zurzeit folgende Angaben vor:

Auf sämtlichen Registrierapparaten der Kaiserlichen Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg i. E. begann, wie der Direktor des Instituts mitteilt, am Nachmittage des 18. April um 2^h 24^m 50^s mitteleuropäischer Zeit die Aufzeichnung eines Erdbebens, welche auf den ersten Blick erkennen ließ, daß dasselbe an seinem Ursprungsorte von verheerender Wirkung sein mußte. Die Herdentfernung berechnete sich auf rund 9500 *km* in ostwestlicher Richtung. Die auf dem instrumentellen Bebenbilde um 2^h 48^m einsetzenden Wellenzüge sind diejenigen, welche den in Kalifornien körperlich gefühlten Erdstößen entsprechen. Da diese Wellenzüge sich erfahrungsgemäß mit einer Geschwindigkeit von etwa 5 *km* in der Sekunde fortpflanzen, so gebrauchte das Erdbeben 32^m, um von Kalifornien nach Straßburg zu gelangen, fand also in San Francisco 32^m früher, um 2^h 16^m nachmittags mitteleuropäischer Zeit = 5^h 16^m früh pazifischer Zeit statt. An den Apparaten in Straßburg hörte die vom Erdbeben ausgelöste Bewegung erst gegen 6^h 45^m abends auf; es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Wellen des in San Francisco um 8 Uhr verspürten zweiten Stoßes auf dem instrumentellen Bebenbilde sich zum Teile mit denjenigen des ersten Stoßes verdecken.

L e i p z i g. Das Erdbeben von San Francisco ist auch im Seismometer des geologischen Institutes der dortigen Universität deutlich in Erscheinung getreten. Die ersten Wellen trafen hier am Mittwoch nachmittags 2^h 24^m 53^s ein, also ungefähr um 5^h 30^m früh nach der Ortszeit von San Francisco. Die stärksten Wellen machten sich hier um 3^h 6^m bemerkbar. Dann folgte eine lange Reihe von Nacherzitterungen, die bis gegen 6 Uhr nachmittags anhielten. Die stärksten Oberflächenwellen haben in Leipzig noch horizontale Bodenschwankungen von 1 bis 1.4 *cm* Weite bemerkbar gemacht, die nach Ansicht der Sachverständigen auch hier zerstörend gewirkt haben würden, wenn diese Bewegungen bei ihrer weiten Entfernung vom Ursprungsorte nicht außerordentlich langsam, sondern in Form von kurzen Stößen erfolgt wären.

H a m b u r g. Nach Angaben der dortigen Hauptstation für Erdbebenforschungen am physikalischen Staatslaboratorium, haben auch die Registrierinstrumente der dortigen Station den Verlauf des furchtbaren Erdbebens in Kalifornien genau verzeichnet. Die ersten Vorbeben wurden bereits in der Mittagsstunde des 18. April verzeichnet. Gegen 3 Uhr nachmittags erreichten die Erschütterungen der Erde hier ihren Höhepunkt. Wie ungeheuer die Gewalt des Erdbebens gewesen ist, ergibt sich aus der Größe der Aufzeichnungen der Hamburger Instrumente; die Erschütterungskurven sind weit bedeutender als diejenigen, die bei den heftigen Vesuvausbrüchen der jüngsten

Zeit erhalten wurden. Die Stärke der beobachteten Erdbebenwellen entspricht ungefähr der der Wellen des furchtbaren kalabrischen Erdbebens vom vorigen Jahre. Beachtet man aber, daß letzteres in einer Entfernung von etwa 2200 *km* stattfand, San Francisco dagegen etwa 15000 *km* von Hamburg entfernt ist, so ergibt sich, daß die Gewalt des kalifornischen Bebens außerordentlich viel größer gewesen sein muß, als die des kalabrischen. Es gehört, wie das erwähnte wissenschaftliche Institut bemerkt, wahrscheinlich zu den heftigsten Erschütterungen des Erdkörpers, die in historischer Zeit stattgefunden haben.

London. Der Seismograph in dem Observatorium des Richmond Parks zeigte die ersten Schwingungen am Mittwoch um 1^h 25^m nachmittags. Die Höchstschwingungen wurden zwischen 1^h 58^m und 2^h 3^m, das Ende 4^h 30^m verzeichnet.

Moskau. Der Seismograph der Moskauer Universität registrierte die Störung fast zu gleicher Stunde, als das Unglück in San Francisco passierte, und zwar den Anfang um 4^h 23^m nachmittags am 18. April, was unter Berücksichtigung des Zeitunterschiedes 5^h 30^m nachmittags in Kalifornien ausmacht. Die Störung dauerte auf ihrem Höhepunkte 9^m, um 4^h 27^m beginnend.

Der Seismograph in Britisch-Kolumbien verzeichnete den Beginn des Erdbebens in San Francisco um 5^h 16^m früh und gab eine Dauer von 9^m an. Nach diesem Seismographen trat die heftigste Erschütterung 18^m nach 5^h ein. Die Erderschütterung war so stark, daß sie in Victoria das horizontale Pendel des Instrumentes 9 Minuten lang über die ganze photographische Rolle in Schwingung versetzte. Nach Prof. Reed, der die seismographischen Beobachtungen leitete, liegt das Zentrum der Erderschütterung in der See.

In Washington wurden noch am Nachmittage Vibrationen festgestellt.

Wien. Die Seismographen ergaben in mitteleuropäischer Zeit von Mitternacht an gerechnet:

Beginn des ersten Vorläufers . . .	14^h	25^m	42^s
„ „ zweiten Vorläufers . . .	14	45.4^m	
„ der Hauptphase	14	15	
Maximum der Bewegung	15	0^m	40^s
Nachläufer	15	17	
Erlöschen der sichtbaren Bewegung nach	17	30	

Aus den bis jetzt vorliegenden Nachrichten ergibt sich, daß das Erdbeben von San Francisco die Seismographen auf der ganzen Erde in Bewegung gesetzt. Die erste Erschütterung fand statt gegen 1^h 10^m mittlerer Zeit von Greenwich, also gegen 2^h 10^m nach unserer mitteleuropäischen Zeit. Der erste von dem Stoße in Bewegung gesetzte Seismograph war derjenige zu Victoria in Britisch-Kolumbien um 1^h 16^m Greenwicher Zeit. In England und auf dem europäischen Festlande wurde der erste Stoß um 1^h 25^m (Greenwicher Zeit) registriert. Die Hauptwelle der seismischen Erschütterung pflanzte sich rund um die ganze Erde fort und setzte, zurückkehrend, nochmals

eine Anzahl Seismographen in Bewegung. Ihre Fortbewegung geschah mit einer Geschwindigkeit von 3.3 bis 3.4 *km* in der Sekunde. Nach den Registrierungen zu Birmingham dauerten die aufeinanderfolgenden Schwingungen 6.4, 11.4, 44.1^{s}, um dann völlig abzuklingen.

Infolge der gewaltigen Verwüstung, die das Erdbeben in San Francisco angerichtet hat, sind seine Wirkungen auf die Landdistrikte von Kalifornien fast unbeachtet geblieben. Eine anschauliche Schilderung davon gibt der Richter Thomas W. Blackburn von Omaha, der am Morgen des verhängnisvollen Tages auf einem Southern-Pacific-Zuge zwischen Los Angeles und San Francisco war. „In Pajaro," sagt er, „teilten uns die Zugbeamten mit, daß in der Nähe zehn Frachtwagen auf unser Geleis geworfen worden wären, und wir fünf Stunden Aufenthalt hätten. Viele stiegen aus und begaben sich nach Watsonville, einem Städtchen von 5000 Einwohnern. Ich ging mit ihnen, und das erste, was ich sah, war, daß die Brücke über den Pajarofluß vollständig aus dem Lote gekommen war. In den Zugängen waren starke Risse zu bemerken, und die Pfeiler waren verbogen. Wir wurden dort 30 Stunden aufgehalten und mußten dann zu Fuße über die Brücke marschieren. Schließlich kamen wir nach Oakland, wo ich den Überlandzug nahm, um nach Hause zu kommen. Jede Stadt, durch die wir kamen, zeigte die Spuren des Erdbebens, und fast überall kampierten die Einwohner im Freien. Eisenbahnbrücken mit verbogenen Balken, zertrümmertem Mauerwerke oder andern Folgen einer schweren Erschütterung hielten uns allenthalben auf. Ich sah 200 Fuß hohe Hügel von oben bis unten gespalten. An vielen Stellen fand man Bergrutsche, und das Bett von Bächen und Flüssen war vielfach verändert. In Gilroy waren alle Spiegelglasscheiben zerstört und jede Mauer geborsten; ja zwischen Salinas und Sacramento sah ich keinen einzigen Schornstein mehr auf einem Hause. San José hatte schwer gelitten; alle Geschäfte waren zum Stillstande gekommen, und in den Straßen sah man viele Trümmer. Die furchtbaren Brände in San Francisco konnte man noch aus einer Entfernung von 75 Meilen sehen."

Der Berichterstatter der Kölnischen Zeitung schreibt: Heute, eine Woche nach dem großen mittelkalifornischen Erdbeben, läßt sich der Umfang der Verheerungen nicht nachweisen; sicherlich erstrecken sie sich über 350 *km*, wie denn Los Banos bei Fresno im Süden schwer gelitten hat, während im Norden noch Mendocino Country zerstörende Wirkungen des Erdbebens meldete. Am stärksten heimgesucht wurde eine Reihe Orte an dem Senkungsgebiete der Bucht von San Francisco und seiner südlichen und nördlichen Fortsetzung, und zwar vornehmlich auf der Westseite dieser Talstrecke, die nach Lawson noch in einem Senkungsprozesse begriffen ist, was sie eben zum Erdbebenherde stempelt. Neben San Francisco haben Santa Rosa im Norden, die Leland Stanford-Universität bei Palo Alto und San José nebst dem benachbarten

Agnews (Staatsirrenanstalt) im Süden am heftigsten unter den Stößen gelitten; in zweiter Linie die Ortschaften um die Bucht von Monterey: Santa Cruz, Salinas, Del Monte usw.

Eine Erdbebenkommission unter Professor Lawson von der Staatsuniversität in Berkeley, die vom Gouverneur des Staates am 21. April eingesetzt wurde, hat einen Vorbericht erstattet. Der Bericht erwähnt eine Linie von eigentümlichem geomorphologischen Ausdrucke, die sich 590 *km* lang von nahe bei Pont Arena (39. Breitengrad) bis zum Mount Pinos (34° 45′) quer über das bergige Küstenland zieht. Etwa 69 *km* südlich von ihrem Nordende streicht sie ins Meer, kommt an der Wurzel der kleinen Bodegahalbinsel wieder hervor und verliert sich abermals unter der Bodegabucht, bildet die lange Tomalesbucht und die Bolinaslagune, um 12 *km* südlich vom Cliff House bei San Francisco abermals das Land zu erreichen. Auf der Halbinsel von San Francisco hält sich die Linie auf der Ostseite, übersteigt einen Sattel des Black Mountain und zieht durch die Santa Cruzberge zum Benitotal, weiter zu dem östlichen Quellflusse des Salinas und durch die wüstenartige Carissaebene. Allein oder in parallelen Zügen ist die Linie wahrscheinlich auch südlich vom Mount Pinos bis an den Südostrand der Coloradowüste nachzuweisen. Sie folgt im allgemeinen einem Systeme enger und langgezogener Täler oder hält sich in weiten Talbildungen an den Fuß der einschließenden Berge, die dann eine sehr gerade Richtung einhalten. Bei Wasserscheiden übersteigt sie das Gebirge. Wo diese Linie sichtbar wird, findet man gewöhnlich plötzliche Abweichungen von der normalen Neigung der Talseiten, und es treten niedrige, aber steilabschüssige Wände auf, an deren Fuße nicht selten abflußlose Bassins vorkommen. An vielen Stellen kann natürlich infolge der Verwitterungen bloß das Auge des Geologen die Anzeichen ihres Vorhandenseins erkennen; wo die Linie aber mehr wüstenähnliche Teile der Küstengebirge durchzieht, wie in der Carissaebene, ist sie den Anwohnern wohlbekannt und wird allgemein „der Erdbebenriß" genannt. Unverkennbar handelt es sich um eine Bruchlinie der Erdkruste, deren erste Entstehung in sehr frühe Perioden der Quartärzeit reicht.

Das Erdbeben vom 18. April wurde veranlaßt durch eine Bewegung der obern Erdkruste auf dieser Linie. Die Länge des Spaltes, auf dem sich diesmal die Dislokation vollzog, ist noch nicht völlig bekannt, sicherlich aber geht er von Point Arena bis nahe bei San Juan östlich der Bucht von Monterey, 296 *km*. Die Zerstörung der Orte Petrolia und Ferndale in Humboldt County beweist, daß sich die Bewegung auf dem Spalte wenigstens bis zum Kap Mendocino nördlich weiter fortsetzte, aber es ist noch zu untersuchen, ob die Spaltlinie hier inlands zieht oder unter dem Meere. Auf dieser Strecke von 296 *km*, auf der die Bodenveränderung wahrgenommen wurde, war die Verschiebung im wesentlichen eine horizontale, und das Land südwestlich der Spalte schob sich gegen Nordwesten (in bezug

auf das Land nordöstlich der Spalte). Das bedeutet aber nicht, daß die Südwestseite allein bewegt wurde, sondern beide Seiten bewegten sich wahrscheinlich in entgegengesetzter Richtung. Der Nachweis des Bruches und der Bewegungen zu beiden Seiten der Bruchlinie ist sehr klar und unbestreitbar. Der Boden stellte eine zusammenhängende Furche dar, im allgemeinen mehrere Fuß breit mit Transversalrissen, an denen die Kraft der Drehung zum Ausdrucke kommt. Alle Zäune, Wege, Wasserläufe, Röhrenleitungen, Dämme und Grenzlinien, die der Spalt überschreitet, sind verschoben, und zwar um 6 bis 16 Fuß, durchschnittlich um 10 Fuß. Neben dieser Horizontalverschiebung ist in den Grafschaften Sonoma und Mendocino nordwestlich von der Bucht von San Francisco eine Vertikalveränderung nachgewiesen, durch die das Land auf der Südwestseite der Spalte bis zu vier Fuß über das Land auf der Nordostseite gehoben wurde; auf der Halbinsel von San Francisco ist indessen diese Vertikalbewegung kaum zu erkennen. Infolge der Schiebungen ist es wahrscheinlich, daß alle Punkte der Küstengebirgsketten dauernd um einige Fuß verrückt wurden, doch wird dies durch bundesamtliche geodätische Arbeiten genauer festzustellen sein. Die außerordentliche Länge der Bruchlinie deutet auf große Tiefe des Bruches, und das Studium der Frage nach dieser Tiefe wird von großer geophysischer Wichtigkeit sein.

Die zerstörenden Wirkungen des Erdbebens erstrecken sich etwa 40 bis 50 *km* zu beiden Seiten des Spaltes, und zwar von Eureka in Humboldt County bis zur Südspitze von Fresno County, ungefähr 650 *km*. In seinen schwächern Äußerungen macht sich aber das Erdbeben viel weiter bemerkbar, von Coos Bay in Oregon bis nach Los Angeles, und gegen Osten hin über den größern Teil von Mittelkalifornien, und bis in das östliche Nevada. Weit über die Region, wo sie unmittelbar gefühlt wurde, pflanzte sich die Erdbebenwelle sowohl durch das Erdinnere, wie rings um die Erdoberfäche herum fort, so daß die Instrumente in Washington, Sitka, Potsdam und Tokio sie verzeichneten. Innerhalb der Region der Zerstörungen war die Stärke sehr verschieden. Die gewaltigsten Wirkungen fanden unmittelbar auf der Bruchlinie statt: Brücken, Wasserrohre und Leitungen wurden hier auseinandergerissen, Bäume in großer Zahl zu Boden geworfen oder entzweigebrochen, auch der Länge nach gespalten. Stellenweise öffnete und schloß sich die Erdoberfläche, und in einem Falle wird gemeldet, eine Kuh sei von der Erde verschlungen worden. Eine zweite Linie der heftigsten Zerstörung läuft den Grund des Talsystems entlang, zu dem die Bucht von San Francisco gehört, besonders im Santa Rosa- und im Santa Claratale. Santa Rosa (38° 25′), 32 *km* östlich von dem Spalte, wurde von allen Orten des Staates am stärksten erschüttert und erlitt verhältnismäßig die heftigsten Zerstörungen. San José (37° 18′) und das benachbarte Agnews, 20 und 19 *km* von dem Erdbebenspalte, und

die Stanforduniversität (37° 25′), 12 *km* von dem Spalte, folgen in der Heftigkeit der Erschütterung gleich nach Santa Rosa. Alle diese Orte liegen auf dem Talgrunde über aufgeschüttetem oder doch nur schwach zusammengehaltenem Boden, und es ist bekannt, daß Erdwellen eine viel zerstörendere Wirkung ausüben, wenn sie über solche lose Formationen laufen, als beim Durchgange durch die festern und sehr elastischen Gesteine des Berglandes. So haben die Teile von Oakland und Berkeley (mit der Staatsuniversität), die auf dem Schwemmlande liegen, viel stärker gelitten als diejenigen, die auf den Vorbergen gelegen sind. Dieselbe Schlußfolgerung ergibt sich auch aus der Betrachtung der dritten Region größter Zerstörung auf der südwestlichen Seite der Spaltlinie, im Salinastale bei der Bucht von Monterey. Salinas selber, auf Flußablagerungen erbaut, litt kaum weniger als San José, und das Salinastal entlang, von der Stadt Salinas bis Gonzales, wurde der Talboden stärker aufgerissen und aus seiner Ruhelage verschoben als irgend ein anderer Teil des Staates. Die dortige Spreckelssche Zuckerfabrik hat wahrscheinlich erheblicher gelitten als irgend ein Stahlgebäude im ganzen Staate. Dagegen hat Santa Cruz, an der Montereybucht, in derselben Entfernung von dem Erdbebenspalte, aber fast ganz auf Felsengrund erbaut, viel weniger Schaden ausgestanden.

Am lehrreichsten ist aber in dieser Beziehung San Francisco selber. Hier sind vier Bodenarten vorhanden: die felsigen Hügelabhänge, die langsam von der Natur aufgefüllten Talgründe, die Sanddünen und das Kunstland am Saume der Stadt. Die verheerendsten Wirkungen des Erdbebens zeigten sich auf diesem Kunstlande, die Erdwellen, die in schnellen, aber kurzen Schwingungen den elastischen Fels durchdrangen, gingen auf diesem Wege in langsame, aber weiter ausgezogene Wellen über. Nicht ganz so schlimm verhielt sich der Boden der Sanddünen, aber auch hier waren Risse und Deformationen häufig. Immer noch heftig waren die Stöße und Drehungen in den Talgründen, während die Gebäude auf dem felsigen Gesteine der Abhänge und Rücken die geringsten Zerstörungen zeigen, so daß bisweilen sogar die Schornsteine dem Stoße widerstanden. Allerdings ist hierbei auch der Charakter der Gebäude selbst zu berücksichtigen. Moderne Stahlbauten der besten Klasse, mit einer Grundlage, die unter den künstlichen Aufschuttboden hinabreicht, verhielten sich verhältnismäßig passiv. Gut verklammerte und wohl zementierte Backsteinbauten auf festem Grunde widerstanden dem Stoße ebenso gut, nur daß gelegentlich Wände herausfielen. Die schwachen Punkte der Holzbauten waren meist ihre fehlerhaften Verrammungen und der Mangel an Versteifung, sowie die Kamine, die in solchen Gebäuden meist gar keinen Halt haben. Der japanische Professor Nakamura von Tokio, den die Erdbebenkommission als Beirat zugezogen hatte, äußerte zudem nach einer spätern Depesche aus San Francisco, ein großer Teil des Erdbebenschadens in San Francisco

sei durch schlechten Mörtel und fehlerhafte Konstruktion der Bauten verschuldet worden. In dieser Beziehung ist man in dem von Erdbeben so oft heimgesuchten Japan längst klüger geworden.

Die Kaiserliche Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg gibt folgende Übersicht über die Vorgänge beim Erdbeben am 18. April. Das Erdbeben begann um 13^h 12^m 06^s mittlerer Zeit von Greenwich und endete um 13^h 13^m 11^s; die Erschütterung dauerte also 1^m 5^s. Im Zeitraume von einer Stunde nach dem Hauptstoße zählte man in dem Observatorium zu Berkeley zwölf schwächere Stöße. Bis 2^h 52^m des 19. April erfolgten im ganzen 31 Stöße, und die schwächern Nachbeben hielten noch mehrere Tage nach dem 18. April an. Das Hauptbeben erstreckte sich nordwärts über Oregon bis zur Coos Bai und südwärts bis Los Angeles; nach Osten zu wurde es über den größern Teil von Mittelkalifornien und Ostnevada gefühlt, besonders deutlich am Ostabhange der Sierra Nevada. Der am weitesten nach Osten zu gelegene Punkt, an welchem die Erschütterung verspürt wurde, ist Lovelocks, Nevada, in 40° 14′ nördl. Br. und 118° 23.4′ westl. Länge von Greenwich, in geradem Abstande von San Francisco 445 *km* entfernt. Nach einer allerdings unverbürgten Nachricht ist das Beben sogar in Winnemucca, 41° nördl. Br. und 117° 44.5′ westl. Länge von Greenwich, 540 *km* von San Francisco entfernt, verspürt worden.

Auf dem Lickobservatorium in 1283 *m* Seehöhe auf dem Mount Hamilton, 37° 20′ 25″ nördl. Br. und 121° 38′ 42″ westl. Länge von Greenwich begann die Erschütterung um 13^h 12^m 12^s mittlerer Zeit von Greenwich. Die Intensität war gleich VI bis VII der Skala Rossi-Forel. Die Richtung des Stoßes ging von Ost nach West und Nordwest nach Südost; vertikale Bewegung war schwach. In den Wohnungen entstanden Risse im Verputze, lose Gegenstände fielen um, Türen sprangen auf. Die Dauer der Bewegung war nach einigen 30 bis 35 Sekunden. Nach einem andern Beobachter waren eine Minute nach dem Anfange noch heftige Schwingungen fühlbar.

Die Zone der verheerendsten Wirkung liegt zu beiden Seiten einer großen Verwerfung, welche sich von der Mündung des Adler Creek bei Point Arena bis zum Mount Pinos auf eine Länge von 600 *km* verfolgen läßt. Direkte Beobachtungen über Bewegungen an der Spalte sind jedoch nur auf der Strecke von der Mündung des Adler Creek bis in die Nähe von San Juan im San Benito County auf eine Entfernung von 296 *km* gemacht worden. Der Schaden, welcher durch das Beben in Petrolia und Ferndale, Humboldt County, angerichtet worden ist, läßt aber darauf schließen, daß die Bewegung an dem Bruche sich mindestens bis zum Kap Mendocino erstreckt hat.

Die Art der Bewegung bestand in der Hauptsache in einer horizontalen Verschiebung entlang einer fast vertikalen Ebene, wobei das Land südwestlich der Spalte nach Nordwest relativ zu dem auf

der Nordostseite bewegt wurde; wahrscheinlich aber erfuhren beide Seiten eine Bewegung in entgegengesetzter Richtung. Der Betrag der Dislokation schwankt zwischen 2 *m* und fast 7 *m* und beträgt im Mittel über 3 *m*. In dem Sonoma und Mendocino County ist auch



Übersichtskarte des Erdbebens von San Francisco am 18. April 1906.

eine differenzielle vertikale Verschiebung im Betrage von über 1 *m* bemerkbar, wodurch die Südwestseite der Spalte relativ der gegenüberliegenden gehoben wurde. So entstand im Boden eine ununterbrochene Furche mit Quersprüngen, welche deutlich die Wirkung der Torsion innerhalb der Zone der Bewegung erkennen lassen. Alle Zäune, Straßen, Dämme, Leitungsröhren, Wasserläufe und Grenzlinien erlitten eine scherende Bewegung. Die Zone der stärksten Wirkung A B C D (siehe Karte) mißt 80 × 650 *km*. Innerhalb dieser

Fläche wurden die schwersten Beschädigungen in unmittelbarer Nähe der Verwerfungsspalte angerichtet; eine zweite Zone maximaler Zerstörung liegt in dem Talsysteme der Bai von San Francisco, besonders im Santa Rosa- und Santa Claratale. Santa Rosa, 32 *km* von der Verwerfungsspalte entfernt gelegen, wurde am stärksten erschüttert und erlitt den größten Schaden, ebenso Healdsburg. Es folgen dem Grade der Zerstörung nach San José, 21 *km* von der Spalte entfernt, und Agnews, in 19 *km* Abstand. Im einzelnen hängt der Grad der Zerstörung von der Bodenbeschaffenheit ab.

Das Erdbeben in Mittelchile am 16. August 1906. Nachdem der Telegraph am 17. August die Schreckenskunde verbreitet hatte, die blühende Stadt Valparaiso sei, gleichwie wenige Monate früher San Francisco, durch ein furchtbares Erdbeben vernichtet worden, blieben genauere Mitteilungen über diese Katastrophe aus. Zwar brachten die Tagesblätter später mehr oder weniger ausführliche Berichte über die Zerstörung Valparaisos, aber ähnlich wie bei den Beschreibungen der Verheerung San Franciscos, erschienen die meisten dieser Erzählungen der Übertreibung verdächtig, wie solche gewöhnlich bei Nachrichten der Zeitungsreporter anzunehmen, ist, denen es in erster Linie um sensationelle Berichte zu tun ist und erst in zweiter um genaue Angaben.

Was den Zeitpunkt der Erschütterungen anbelangt, so liegen darüber folgende Angaben vor:

Zu Washington wurden die ersten seismischen Wellen abends $7^h\ 5^m\ 22^s$ (Zeit des 75. Meridians) registriert, die Hauptwellen begannen $8^h\ 42^m\ 23^s$. Auf der Sternwarte zu Paris registrierte der Seismograph die Erschütterung in der Nacht vom 16. zum 17. August von 45^m nach Mitternacht bis 5^h morgens. Die stärksten Bewegungen fanden statt um $1^h\ 13^m\ 44^s$, $1^h\ 15^m\ 41^s$ und $1^h\ 21^m\ 59^s$ mittlerer Zeit von Paris und dauerten respektive $1^m\ 20^s$, $3^m\ 0^s$ und $2^m\ 20^s$. Von $1^h\ 45^m$ bis $2^h\ 15^m$ waren die Bewegungen nahezu kontinuierlich. Auf dem Observatorium zu Hamburg wurden die Apparate von Mitternacht an fünf Stunden hindurch bewegt, auch die Apparate zu Florenz registrierten die Erschütterungen.

Die chilenische Regierung hat bald nach dem Ereignisse eine Kommission zur Untersuchung der Vorgänge eingesetzt, deren Mitglied Dr. Hans Steffen in Santiago de Chile war. Als solches hat dieser in den letzten Tagen des August und den beiden ersten Wochen des September Valparaiso und Umgegend, sowie die Täler von Nogales, La Ligua, Petorca, das mittlere Aconcagua-Tal bis Los Andes und seine Seitenzweige in den Tälern von Putaendo und Catemu besucht. Andere Kommissionsmitglieder sind nach der Gegend von Melipilla und San Antonio, nach den Ortschaften der großen Längsebene zwischen Santiago und Talca, sowie nach verschiedenen Punkten der Küste nördlich von Constitucion ausgesandt

worden. Das Unterrichtsministerium hat ferner an alle Behörden und Privatpersonen, die geeignet scheinen, wissenschaftlich verwertbare Beobachtungen mitzuteilen, Fragebogen zusammen mit einem Auszuge aus der von der Straßburger Hauptstation herausgegebenen „Anleitung zum Beobachten von Erdbeben“ versandt.

Man darf also erwarten, daß genügendes Material zu einer genauen Darstellung des Ereignisses und seiner Folgen zusammenkommen wird. Indessen kann die Veröffentlichung desselben naturgemäß erst nach längerer Zeit erfolgen, und Dr. Steffen hat deshalb die Ergebnisse seiner eigenen Beobachtungen in vorläufigen Mitteilungen an die Gesellschaft für Erdkunde in Berlin veröffentlicht.[1]) Hiernach fand die erste Hauptbewegung des Bodens in der Hauptstadt Santiago nach den Aufzeichnungen des Observatorio Nacional am 16. August abends um 7^h 58^m 44^s (Ortszeit) ohne vorhergehendes Geräusch statt. „Um 8^h 1^m 4^s begannen die Schwingungen, die eine außerordentliche Amplitude besaßen und von allen im Freien befindlichen Personen als ein deutliches Auf- und Niederwallen des Bodens empfunden wurden, nachzulassen, bis um 8^h 3^m 34^s die Bewegung, die mithin die ungewöhnliche Dauer von 4^m 50^s gehabt hat, aufhörte. Kurz darauf, um 8^h 7^m 30^s, setzte eine neue Reihe von gleichfalls sehr heftigen Schwingungen ein, die aber nur 20^s andauerte. Auf das Hauptbeben folgte dann eine große Anzahl von Nachstößen, die in der Nacht vom 16. zum 17. August ungefähr stündlich, an den folgenden Tagen in immer größern Zeitabständen, bald stärker, bald schwächer, auftraten. Nach der Zählung des Observatorio wurden bis zum 17. September, also im Laufe eines Monates, 83 Nachbeben gespürt. Auch gegenwärtig (Ende September) beweisen vereinzelte Erdstöße, daß der Zustand seismischer Erregung noch fortdauert. Ein besonders heftiges Beben trat am 20. September mittags (in Santiago um 12^h 49^m mit starken Schwingungen von Nordwesten nach Südosten von 40^s Dauer) ein, das vornehmlich im südlichen Teile des Schüttergebietes einigen Schaden anrichtete. Nach Meldungen aus Talca, Vichuquen und benachbarten Ortschaften war die Stärke dieses Stoßes nur wenig von derjenigen des Bebens am 16. August verschieden. Ob hierdurch etwa eine Verschiebung des Epizentrums in südlicher Richtung angedeutet wird, muß dahingestellt bleiben. Als Richtung der beiden Hauptstöße am 16. August wird vom Observatorio in Santiago Nordsüd angegeben; doch lassen die Beobachtungen an den Mauerrissen, an den in den Gebäuden verschobenen Möbeln usw. keinen Zweifel, daß auch eine westöstliche Wellenbewegung stattgehabt hat. In den Tälern von Nogales, La Ligua und Petorca ist offenbar sogar diese letztere Richtung, die in den Hauptstößen vorherrschende gewesen, während in San Felipe und Nachbarorten gerade die meridionale Stoß-

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1906. Nr. 9. p. 631.

richtung vorwiegend zum Ausdrucke gekommen ist. Genaueres darüber wird sich erst nach Verarbeitung und Sichtung des gesamten Angabenmateriales feststellen lassen."

„Auch über die Zahl und Zeitintervalle der Hauptstöße besteht keine Einheitlichkeit in den Berichten. An verschiedenen Stellen des Tales von La Ligua wurde Dr. Steffen versichert, daß das Hauptbeben sich aus drei, wohl voneinander unterschiedenen Stößen zusammensetzte, von denen die beiden ersten zeitlich den in Santiago registrierten entsprechen, während etwa 10^s nach dem zweiten noch ein dritter, minder starker Stoß erfolgte. Der zweite wurde hier als der heftigste von allen empfunden. Bezüglich des begleitenden unterirdischen Geräusches bemerkt Dr. Steffen, daß zum Unterschiede von Santiago, wo nichts davon wahrzunehmen war, an fast allen Orten der Provinz Aconcagua deutlich ein donnerähnliches unterirdisches Rollen den Erdstößen sowohl beim Haupt-, als bei den Nachbeben voraufgegangen ist. In Petorca und Nogales konnte er selbst gelegentlich derartiges Geräusch auch ohne nachfolgende Erschütterung konstatieren."

Die Haupterschütterungszone fällt nach Steffen in den Bereich der sogenannten Küstenkordillere und zentralen Längsebene von Mittelchile, und zwar könne man mit einiger Sicherheit das Chaopatal im Norden (31° 40′ südl. Br.) und das Mauletal im Süden (etwa 35° 30′ südl. Br.) als Grenzlinien des Gebietes angeben, in welchem das Beben zerstörende Wirkungen hervorgebracht hat. Für die Ermittlung der Ausdehnung des Schütterbezirkes in westlicher Richtung ist, wie Dr. Steffens hervorhebt, die Tatsache von Bedeutung, daß auf der Juan Fernandezinsel, 360 Seemeilen westlich von Valparaiso, nach Aussage der Offiziere eines von der Regierung dorthin gesandten Kriegsschiffes, das Beben gar nicht gsepürt worden ist. Nach Osten zu, im Bereiche der Hochkordilleren und auf der argentinischen Seite der Anden, nahm die Intensität der Erscheinung ziemlich schnell ab. Die Berichte der einzelnen Stationen der transandinischen Eisenbahn erwähnen zahlreiche, aber verhältnismäßig unbedeutende Beschädigungen des Bahnkörpers durch Felsabstürze und Dammrutschungen. Alle größern Tunnel und Brücken sind unversehrt geblieben. Die Naturbrücke Puente del Inca (auf argentinischer Seite) soll dagegen, wie Steffen erwähnt, so stark gelitten haben, daß es künstlicher Arbeiten zu ihrer Erhaltung bedürfen werde. Das Gebiet umfangreicher und nachhaltiger Zerstörungen geht östlich nur wenig über eine Linie hinaus, welche der Küste in einem Abstande von etwa 75 *km* parallel läuft. Wenigstens läßt sich dies zurzeit schon für die ganze nördliche Hälfte des Schüttergebietes feststellen; aus dem südlichen Teile fehlen noch zu viele Daten, um die ostwestliche Ausdehnung der Zerstörungszone genauer zu bestimmen. Das Erdbeben ist natürlich weit über die Grenzen hinaus verspürt worden, ohne daß zerstörende Wirkungen erfolgten. Dr. Steffen

kennt bisher als äußerste Punkte, von denen glaubwürdige Meldungen auch noch ohne genaue Zeitangaben vorliegen: im Süden die Stadt Osorno (4° 35′ südl. Br.) und im Norden eine Salpeteroffizin östlich von Lagunas in der Provinz Tarapacá (etwa 21° südl. Br.). Nach Osten zu scheint sich die Bewegung durch das ganze mittlere Argentinien bis nach Buenos Aires hin fühlbar gemacht zu haben.

Die Stadt Valparaiso, die ungefähr auf der Mitte der am stärksten in Mitleidenschaft gezogenen Küstenstrecke liegt, hat sehr bedeutende Verluste an Menschenleben und unberechenbaren Schaden durch Vernichtung eines ganzen Stadtteiles mit zahlreichen öffentlichen und Privatgebäuden erlitten.

Am stärksten wurde der auf aufgeschüttetem Boden stehende Teil der Stadt betroffen, die auf den felsigen Grunde der Hügel gelegenen Stadtteile haben aber nur dort stark gelitten, wo schlechtes Baumaterial und mangelhafte Bauart der Häuser dem Zusammenbruche Vorschub leistete. Außerdem hat überall dort, wo künstliche Hohlräume den Boden durchsetzen, wie auf den Kirchhöfen, die Zerstörung einen sehr hohen Grad erreicht.

In der nähern Umgebung Valparaisos zeigten besonders die an der Fortsetzung der Küste nach Nordosten liegenden Orte Miramar und Viña del Mar (Poblacion Vergara) interessante Beispiele für die Abhängigkeit der Erdbebenwirkungen von der Bodenbeschaffenheit. „Die erst seit etwa zehn Jahren bestehende Poblacion Vergara ist zum größten Teile auf losen, nach den Bohrungen der Kommission Kraus eine Dicke von 18 *m* erreichenden Schwemmsanden am Rande des Estero de Viña del Mar erbaut, in weitem Halbkreise gegen Norden, Osten und Süden von niedrigen Bergzügen granitischer Formation eingerahmt. Hier haben weder die aus Backsteinen gebauten Villen, noch die niedrigen Adobe-(Luftziegel-)Häuschen den Erdstößen Stand gehalten; alles ist in Schutt verwandelt, zahlreiche Menschenleben sind vernichtet worden. Dagegen stehen auf den hohen Felsplatten am Strande von Miramar in geringer Entfernung von der Mündung des Estero einige Villen, in denen die Erschütterung kaum ein paar Mauerrisse hervorgebracht hat.“ Ähnliche Gegensätze in den Wirkungen der seismischen Kraft hat Dr. Steffen auch in weiter landeinwärts liegenden Teilen des Schüttergebietes beobachten können.

Dr. Steffen hat zahlreiche Beobachtungen über Bodenrisse und Spalten, Senkungen, Abrutschungen und ähnliche oberflächliche Umgestaltungen des Geländes infolge der Erderschütterungen anstellen können, und zwar sowohl in den lockern Erdmassen der Talgründe, wie im Bereiche fester Gesteinsmassen im Gebirge. Für letzteres fand er besonders großartige Beispiele im Kupferminenbezirk von Catemu im Departamento de Putaendo, ein paar Kilometer nördlich von der Bahnstation Chagres am Rio Aconcagua. „An der nach Osten zu in das Tal von Catemu abfallenden Bergwand,

oberhalb des Minenetablissements El Salado, wo große Massen von Andesit und andesitischen Breccien das Hauptgestein, paläozoische Schiefer, durchbrechen, sind nicht nur verschiedene klippenartig vorspringende Felsköpfe von gewaltigen Abmessungen abgetrennt und ins Tal geschleudert worden, sondern es haben sich auch meterweit auseinanderklaffende Risse im Gesteine gebildet, die sich zumeist allerdings nur kurze Strecken weit verfolgen lassen. Der weiter nördlich gelegene Berg Morro Negro, oberhalb des Bergwerkes Los Mantos, hat gleichfalls Zerstörungen erfahren, die ungefähr den Wirkungen einer gewaltigen Minenexplosion entsprechen würden. In der nahegelegenen Mina de San Antonio im Tale von Nilhue ist das Versiegen einer Quelle konstatiert worden."

In der Küstenzone nördlich von Constitucion sind zahlreiche Rundlöcher und kraterförmige Vertiefungen in den feuchten Humus- und Sandschichten entstanden, und an diesen wurde mehrfach springbrunnenartiges Hervortreten von Wassermassen im Gefolge der dort überaus häufigen Nachbeben beobachtet. Dr. Steffen erwähnt auch, daß am Vulkane von Chillan in der Hochkordillere (36° 45′ südl. Br.) unterhalb des alten Kraters eine neue Ausbruchstelle entstanden sei, aus welcher seit dem 16. August Dampf und Asche ausgeworfen wurden.

In Europa waren die meisten Fachleute der Meinung, daß bei dem Erdbeben, wie bei frühern, auch die gefährlichen Erdbebenwogen des Ozeans eine Rolle gespielt hätten, und man wunderte sich, daß die ersten Berichte davon nichts meldeten. Dr. Steffen bemerkt jetzt: „Sicher ist, daß in der Bai von Valparaiso das Meer weder vor, noch nach dem 16. August irgendwelche ungewöhnlichen Bewegungen gezeigt hat. Man kann sagen, daß im Augenblicke der größten Erschütterung Meer und Land hier ihre Rollen getauscht haben; denn ersteres blieb nach übereinstimmender Aussage aller Augenzeugen vollkommen ruhig, während die Landmasse wellenförmig auf- und niederwogte. Von andern Teilen der Küste liegen indessen Nachrichten über Austreten des Meeres zugleich mit den Hauptstößen am 16. August vor. Am besten bezeugt scheinen dieselben bezüglich der Bai von Llico, an der Küste des Departamento de Vichuquen, und von Constitucion, an der Mündung des Rio Maule, zu sein; auch von der Bai von Penco bei Concepcion wird berichtet, daß bald nach dem Hauptbeben das Meer etwa 50 *m* weit in das Land vortrat, weshalb die Bevölkerung auf die benachbarten Berge flüchtete."

Dagegen ist nach Steffen die wichtige Tatsache festgestellt, daß an einigen Stellen die Küstenlinie eine geringe Hebung im Gefolge des Erdbebens erfahren hat. „Die zuverlässigste Beobachtung darüber, sagt er, ist bis jetzt in dem kleinen Badeorte Zapallar (an der Küste des Departamento de La Ligua) von verschiedenen Personen, die dort Häuser besitzen und den Strand seit Jahren genau kennen, gemacht worden. Ein vor dem Strande im Wasser liegender



Ed. Hch. Mayer, Verlag,
Leipzig.

Das beim Erdbeben vom 16. August 1906 in Chile
zerstörte Victoria Theater in Valparaiso.

Jahrbuch XVII, 1906.
Tafel III.

Felsen, der früher selbst bei Niedrigwasser auf der Landseite vom Meere umspült wurde, liegt jetzt so viel höher, daß man ihn nicht nur bei jedem Wasserstande trockenen Fußes erreichen, sondern auch an seiner Außenseite vorbeigehen kann. Der Betrag der Hebung dieser Küstenstelle wird auf 70 bis 80 *cm* geschätzt. Andere Angaben über Hebung der Küste an der Mündung des Biabioflusses, dessen Hauptausflußkanal jetzt trocken gelegt sein soll, bedürfen noch genauerer Prüfung."

Übrigens ist es der Kommission trotz eifrigen Suchens nicht gelungen, an irgend einer Stelle des Schüttergebietes neugebildete Verwerfungsspalten, also den Herd einer echten tektonischen Verschiebung, aufzufinden. „Trotzdem," sagt Dr. Steffen, „darf man behaupten, daß das Erdbeben vom 16. August in die Kategorie der tektonischen Beben gehört, sei es nun, daß Hebungsvorgänge an der Küste oder Senkungen an den Rändern der weiten Bruchfelder, welche in die fälschlich als Küstenkordillere bezeichneten Gebirgsmassen westlich vom 71. Meridiane eingelagert sind, die Ursache zur Auslösung der Spannungen gegeben haben. Betrachtet man das bisher vorliegende Beobachtungsmaterial, so scheint es sich nicht um ein Erdbeben mit punktförmigem Epizentrum, sondern um ein von einer (oder vielleicht mehrern) Herdlinien ausgehendes lineares Beben zu handeln. Freilich ist die genaue Bestimmung der Lage der Herdlinien noch unmöglich, da zuverlässige Zeitangaben für den Beginn der Erderschütterungen an den einzelnen Orten fehlen. Wir müssen uns daher begnügen, vorläufig den ungefähren Verlauf der Linien größter seismischer Intensität festzulegen, wenngleich auch hierbei, wie die voraufgehende Übersicht zeigt, die Unterschiede der Bodenbeschaffenheit und andere, zum Teile unbekannte Gründe, die seltsamsten Sprünge und Unregelmäßigkeiten bedingen. Immerhin lassen sich zwei ungefähr parallele und nahezu gleiche Längenausdehnung erreichende Achsen größter Zerstörung herauserkennen: die eine derselben fällt mit der von Nordnordost nach Südsüdwest gerichteten, in der Luftlinie 160 *km* langen Küstenstrecke zwischen Zapallar und Matanza zusammen; die zweite läuft in einem Abstande von 25 bis 30 *km* östlich derselben von La Ligua über Nogales, Quillota, Limache und Casablanca nach Melipilla, d. h. sie verbindet im wesentlichen die ungefähren Mittelpunkte der Durchbruchstäler des untern Rio Aconcagua und Rio Maipo, setzt sich aber nordwärts noch bis in das Talbecken von La Ligua fort."

Das Erdbeben in Südwales am 27. Juni 1906. Dasselbe fand statt 9^h 45^m abends mittlerer Zeit von Greenwich und gehört zu den stärksten, die je in England beobachtet worden sind. Es wurde in ganz Wales und dem größten Teile des westlichen und südwestlichen England wahrgenommen. Nach Mitteilungen, die Charles Davison erhalten hat, muß sich das Schüttergebiet im Norden bis

Liverpool, im Osten bis Northampton und Maidenhead erstreckt und bis auf etwa 32 *km* London genähert haben, während die südliche Grenze im Kanale südlich von Dorset, Devon und Cornwall anzunehmen ist. Wahrscheinlich wurde der Stoß auch im größten Teile der Grafschaften Wicklow und Wexford in Irland empfunden. Nach flüchtiger Schätzung war die gestörte Fläche fast kreisförmig und hatte einen Durchmesser von 450 *km*. Zahlreiche Schornsteine stürzten ein, namentlich (mehrere Hundert) in Swansea. Die isoseismische Linie der Intensität 8 (die durch schwächere Beschädigung der Gebäude Herabfallen der Schornsteine usw. charakterisiert ist) scheint ungefähr eine Ellipse zu bilden, deren Ost-Westdurchmesser etwa 45 *km* und deren Nord-Süddurchmesser etwa 30 *km* beträgt. Wie fast alle starken britischen Erdbeben ist auch dieses letzte ein „Zwillingsbeben", d. h. es hat zwei Punkte stärkster und gleichzeitiger oder fast gleichzeitiger Erschütterung, deren Lage freilich erst noch zu bestimmen ist. Anscheinend liegen beide auf einer ostwestlichen Bruchlinie, die bei Llanelly, Swansea und Neath vorbeizieht und mit der großen armorikanischen Gebirgsstauung zusammenhängt. Letztere hat ihr Maximum in der Bretagne und in Mitteldevonshire und verliert sich mit dem Eintritte in Südwales.[1])

Die Erdbebenstörungen zu Triest, welche vom Rebeur-Ehlertschen Horizontalpendel in der Periode vom 31. August 1898 bis 26. Oktober 1903 registriert wurden, sind von E. Mazelle statistisch berabeitet worden.[2]) Im ganzen wurden 1039 Bebenaufzeichnungen erhalten, die sich wie folgt auf die einzelnen Jahre verteilen:

	1898	1899	1900	1901	1902	1903
Januar	—	19	16	5	19	18
Februar	—	15	12	16	23	23
März	—	18	9	12	27	20
April	—	14	9	12	21	22
Mai	—	16	12	13	18	18
Juni	—	16	18	13	19	17
Juli	—	21	11	19	26	18
August	(1)	18	14	21	38	12
September	21	23	13	20	20	16
Oktober	12	18	13	21	17	(9)
November	15	13	13	18	17	—
Dezember	16	14	6	16	19	—

Auf ein mittleres Jahr entfallen demnach, wenn die vier Monate des Jahres 1898 berücksichtigt werden, unter Hinweglassung des September 1903 und des Rumpfmonates Oktober 1903, mithin aus vollen fünf Jahrgängen, nachfolgende Frequenzgrößen.

---

[1]) Nature 1906. **74.** p. 225—226. — Naturwiss. Rundschau 1906. p. 566.

[2]) Mitt. d. Erdbeben-Kommission d. K. Akad. d. Wiss. in Wien N. F. Nr. 30. Wien 1906.

Häufigkeit der Erdbebenstörungen.

	Mittleres Jahr	Monate gleicher Länge (30.42 Tage)
Januar	15.4	15.1
Februar	**17.8**	**19.3**
März	17.2	16.9
April	15.6	15.8
Mai	15.4*	15.1*
Juni	16.6	16.8
Juli	19.0	18.6
August	**20.6**	**20.2**
September	19.4	19.7
Oktober	16.2	15.9
November	15.2	15.4
Dezember	14.2*	13.9*

Diese Reihen bestätigen den bereits für Triest schon früher nachgewiesenen jährlichen Gang der Häufigkeit der Erdbebenaufzeichnungen, mit den Maxima im Februar und August und den Minima im Mai und Dezember.

Durchschnittlich entfallen auf ein Jahr 203 Störungen, mithin eine Aufzeichnung mindestens jeden zweiten Tag (1.8 Tag).

Das Erdbeben von Kangra. Am 4. April 1905 wurde der Distrikt von Kangra am Außenrande des Himalaja, zwischen Ravi und Sutledji nordöstlich von Lahore von einem furchtbaren Erdbeben verwüstet. Eine wissenschaftliche Expedition unter der Leitung von C. S. Middlemiß ist von der Geologischen Landesanstalt in Kalkutta mit dem Studium der Wirkungen dieses Erdbebens betraut worden. Im 22. und 23. Bande der Records of the Geological Survey of India liegen nunmehr die ersten Resultate jener Studien in der Gestalt kurzer vorläufiger Mitteilungen vor, und Prof. Diener berichtet darüber.[1]) Es ergibt sich aus denselben, daß das in den europäischen Zeitungen des Kontinentes meist nur kurz registrierte Erdbeben eines der furchtbarsten war, das Indien überhaupt betroffen hat. Eine Fläche von 1 625 000 englischen Quadratmeilen wurde erschüttert, und über 20 000 Menschen verloren ihr Leben. Im Distrikte Kangra wurden alle Gebäude zerstört. Schwere Beschädigungen wurden noch in den Sommerfrischen von Dehra Dun, Mussuri und Chakrata am Fuße des Himalaja, geringere in den großen Städten Assnitsar, Lahore und Saharanpur angerichtet. Die äußersten Punkte, an denen die Erschütterung noch fühlbar war, liegen in einer Ellipse, die durch die Orte Quettah, Surat, Ellichpur, False Posist und Lakhimpur geht. Es konnten zwei Epizentra nachgewiesen werden. Der Hauptherd lag parallel zu dem gefalteten Tertiärlande mit steilem NO - Fallen gegen das Kangratal. Ein Nebenherd befand sich in der Umgebung von Dehra Dun, ebenfalls in den Tertiär-

[1]) Mitt. d. K. K. geogr. Ges. in Wien 1906. p. 597.

schichten. Die Tiefe des Hauptherdes wird auf 18 bis 30 englische Meilen bei einem Einfallen von 13° OSO unter das Epizentrum berechnet. Beide Epizentra liegen an einer Stelle, wo die Konvexität der Randzone des Himalaja Unregelmäßigkeiten aufweist, die auf Spannungen in der Erdkruste und auf eine Auslösung in Brüchen hinweisen.

Alle Oberflächenbildungen, Sand, Alluvium, Geschiebe sind heftiger erschüttert worden als der feste Felsboden. Von den festen Grundgesteinen sind wieder die weichen tertiären Sandsteine stärker von der Erschütterung betroffen worden als die kompaktern ältern Schichten. Schmale, spornförmig zwischen breiten Senken auslaufende Rücken wurden viel stärker erschüttert als die letztern. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der seismischen Welle betrug 1.98 Meilen in der Sekunde. Vorboten des Erdbebens waren fast gar keine vorhanden; nur an wenigen Orten, z. B. Dharmsala verspürte man ein schwaches Beben vor dem eigentlichen Hauptstoße. Dagegen haben Nachbeben, zum Teile mit starken Stößen, monatelang angehalten.

Ostasiatischer Erdbebenkatalog. E. Rudolph gab ein Verzeichnis der im Jahre 1904 auf den Erdbebenstationen in Japan, Formosa, Manila und Batavia registrierten Störungen.[1]) Damit beginnt die Kaiserliche Hauptstation für Erdbebenforschung in Straßburg eine Reihe von Veröffentlichungen, welche in regelmäßiger Folge die Listen der in Ostasien registrierten Erdbebenstörungen bringen soll. „Den Grundstock des vorliegenden Verzeichnisses bilden die Mitteilungen der meteorologischen Zentralstation in Tokio, welche im Japanischen Staatsanzeiger veröffentlicht werden. Außer den Angaben über die zahlreichen Erschütterungen, welche im Laufe eines Monates in Japan gefühlt worden sind, enthalten diese Listen auch die Daten über die mikroseismische Ausdehnung der Bewegungen innerhalb Japans und über diejenigen Störungen, welche nur von Apparaten registriert worden sind. Für besonders wichtige Störungen sind die charakteristischen Momente und Bewegungen mitgeteilt, welche sich aus den Aufzeichnungen der seismischen Apparate in Tokio ablesen lassen. Nicht ganz so ausführlich sind die Angaben gehalten, welche von den Stationen auf Formosa bei der meteorologischen Anstalt in Taipeh eingehen. Eine wesentliche Ergänzung der von den japanischen Instrumenten registrierten Störungen bilden die Aufzeichnungen des Horizontalpendels, System Milne, welches im seismologischen Institute der Universität in Tokio aufgestellt ist.

Für die Philippinen sind wir ganz allein auf die Beobachtungen angewiesen, welche im meteorologischen Zentralobservatorium zu Manila mit einem Mikroseismograph „Vicentini“ angestellt werden.

[1]) Gerland, Beiträge zur Geophysik 1906. 8. 1. Heft. p. 113.

Neben den japanischen Beobachtungen haben für die Erkenntnis des seismischen Verhältnisses Ostasiens den größten Wert die instrumentellen Aufzeichnungen der beiden im magnetischen Observatorium zu Batavia aufgestellten Horizontalpendel, System Milne und System von Rebeur-Ehlert. Abgesehen von dem Interesse, welches die gleichzeitige Beobachtung mit zwei optisch registrierenden Apparaten ähnlichen Systems für die Seismometrie bietet, haben wir die sichere Gewähr, daß keine Störung, deren Wellen in den Bereich von Batavia gelangen, der Aufzeichnung entgeht.

Außer dem staatlichen Erdbebeninstitute in Batavia gibt es noch eine Privatstation für Erdbebenforschung, welche Herr C. C. Lau, Zivilarchitekt in Koeta-Radja, Atjeh, auf Sumatra eingerichtet hat. Die geringe Zahl von Störungen, welche die vorliegende Liste aus Koeta-Radja enthält, läßt darauf schließen, daß die Station im ersten Jahre ihres Bestehens vielleicht noch nicht gehörig funktionierte; möglicherweise sind die Aufzeichnungen des dort aufgestellten Straßburger Horizontalschwerpendels auch nicht systematisch auf seismische Störungen hin durchgesehen worden. Schließlich wäre noch die ebenfalls im Entstehen begriffene Erdbebenstation der Jesuitenmission in Si-ka-wei bei Schanghai zu erwähnen. Der Direktor der Mission, Herr Louis Froc, hat der Hauptstation einige Störungen mitgeteilt, welche vom Horizontalpendel, System Omori, im Laufe des Jahres aufgezeichnet worden sind. So klein die Zahl der Störungen im ganzen auch ist, so läßt die Koinzidenz mit Störungen in Tokio, Manila und Batavia doch erkennen, daß der Station in seismologischer Hinsicht eine große Bedeutung zukommt, sobald sie vollständig in Betrieb ist. Für die Erkenntnis und Beurteilung des seismischen Verhaltens Ostasiens kommen die wenigen Störungen von Koeta-Radja und Si-ka-wei für das Jahr 1904 nicht in Betracht, da es sich nur um gelegentliche Mitteilungen handelt.

Überblickt man die Reihe der in der Liste aufgeführten Erdbebenstationen, so fällt, wenn wir von Si-ka-wei und Koeta-Radja absehen, die ungleichmäßige Verteilung derselben über das weite Gebiet von Ostasien auf. Auf den japanischen Inseln bestehen über 80 meteorologische Stationen, welche mit seismischen Apparaten ausgestattet sind und zugleich als Erdbebenstationen fungieren. Dazu kommen sechs Stationen auf Formosa. Dieser großen Zahl von Stationen stehen für den hinterindischen Archipel nur die beiden Stationen von Manila und Batavia gegenüber. Dieses Mißverhältnis wird zwar bis zu einem gewissen Grade dadurch ausgeglichen, daß in Batavia und Manila empfindlichere Apparate in Tätigkeit sind, welche speziell für die Registrierung von mikroseismischen Bewegungen konstruiert sind, indessen auch so genügen die beiden Stationen in keiner Weise, ein wahres Bild von dem seismischen Verhalten dieser weiten, in seismischer Hinsicht überaus wichtigen Gebiete zu geben.

Eine Änderung dieses Zustandes könnte nur dadurch herbeigeführt werden, daß auf den größern Inseln des Archipels an geeigneten Orten Stationen errichtet und mit modernen, den wissenschaftlichen Ansprüchen entsprechenden Instrumenten ausgerüstet würden.

Die ungleichmäßige Verteilung der bestehenden Stationen über den Norden und Süden Ostasiens ist nicht der einzige Mangel, welcher sich bei der Beurteilung der Seismizität Ostasiens geltend macht. Viel störender wirkt der Umstand, daß alle in der Liste vorkommenden Stationen auf den dem Kontinente vorgelagerten Inseln liegen; dem Festlande fehlen, von Si-ka-wei abgesehen, im Jahre 1904 Stationen vollständig. Über die mikroseismischen Erscheinungen des ostasiatischen Festlandes und ihre Beziehungen zu denen des Inselkranzes ist also aus dem Kataloge nichts zu entnehmen.

Zum Glücke für die Erdbebenforschung und damit für die Wissenschaft überhaupt besteht begründete Aussicht, daß diesem Zustande schon in nächster Zeit ein Ende gemacht wird.

Die relativen Geschwindigkeiten der Erdbebenwellen und der Schallwellen bei Erdbeben hat Charles Davison untersucht.[1]) Es ist eine wohl bekannte Tatsache, daß man auf dem Gebiete, innerhalb dessen eine Erderschütterung stattfindet, Erdbebengeräusche (Detonationen oder sonstige Schallerscheinungen) gewöhnlich früher hört, als man die Bodenbewegung fühlt. Die Ursache dieser Tatsache kann darin liegen, daß die Schallwellen sich schneller fortpflanzen als die eigentlichen Bodenstoßwellen, oder daß sie von den Randgebieten ausgehen, oder endlich, daß sie von einem Nebenfokus ausgehen. Die gewöhnliche Annahme ist, daß die Schallwellen eine raschere Bewegung haben. Um diese Frage zu entscheiden, hat Davison während 15 Jahren Material gesammelt, hauptsächlich von britischen Erdbeben herstammend, und seiner Untersuchung sechs Erdbeben von großer Heftigkeit und Ausdehnung zugrunde gelegt, nämlich folgende:

	Intensität nach Forels Skala	Ausdehnung der Erschütterungen in *qkm*	Schallerscheinungen wurden wahrgenommen auf einer Fläche von *qkm*
Pembroke 1892 August 18 . .	7	117000	—
„ 1893 Nov. 2 . .	7	163000	98000
Hereford 1896 Dzbr. 17 . .	8	254000	181000
Derby 1903 März 24 . .	7	31000	20000
„ 1904 Juli 3 . .	7	65000	27700
Doncaster 1905 April 23 . .	7	44000	31000

[1]) Gerland, Beiträge zur Geophysik 1906. 8. p. 1.

Wenn es richtig wäre, daß der Schall sich schneller fortpflanzte als die Erschütterung, so müßte mit wachsendem Abstande vom Zentrum die Prozentzahl der Fälle, in denen man den Schall früher gehört, zunehmen, und die Zahl der Fälle, in denen das Ende des Schalles nach dem Stoße gehört worden, Null werden. Die Tabellen, welche der Verfasser zusammenstellte, zeigen jedoch keine Spur eines solchen Verhaltens. Da in einem Falle sogar bis zum Abstande von 288 *km* vom Epizentrum der Schall nach dem Stoße gehört worden ist, müssen die Schallwellen sich mit nahezu derselben Geschwindigkeit fortpflanzen wie die Erdbebenwellen.

Nimmt man an, daß die Erdbebenwellen aus dem Zentralgebiete des seismischen Herdes kommen, die Schallwellen hingegen sowohl von diesem, als auch von den Rändern des Herdes, so lassen sich die Beobachtungen damit in Übereinstimmung bringen. Zunächst wird die Dauer des Schalles überall größer sein als die des Stoßes; in großem Abstande werden sie nahezu gleich werden wegen der zunehmenden Unhörbarkeit der ersten und letzten Schallschwingungen. Sodann wird bei zunehmendem Abstande vom Entstehungspunkte die Zahl der Fälle, in denen man den Schall vor dem Stoße hört, nicht schnell zunehmen, und die, wo man den Schall nach dem Stoße hört, rasch abnehmen müssen, sondern beide werden, wie die Erfahrung lehrt, leicht abnehmen. Somit scheinen die vom Verfasser benutzten Beobachtungen zu zeigen, daß die Geschwindigkeit der Schallwellen sich nur wenig von der Geschwindigkeit der Erdbebenwellen unterscheidet, und daß das allgemeine Vorangehen des Schalles eine ausreichende Erklärung in der Annahme findet, daß die frühen Schallwellen in allen Fällen von den nähern Randgebieten des Erdbebenherdes kommen.

Über die Art der Fortpflanzung der Erdbebenwellen im Erdinnern macht Prof. Hans Benndorf weitere Mitteilungen in der Akademie der Wissenschaften in Wien.[1]) Nach einleitenden theoretischen Erörterungen über den Strahlengang in kugelförmig geschichteten Medien mit kontinuierlich variablem Brechungsindex weist der Verfasser zunächst nach, daß eine von Kövesligethy für ein spezielles Verteilungsgesetz der Geschwindigkeit im Erdinnern aufgefundene Beziehung zwischen scheinbarer und wirklicher Fortpflanzungsgeschwindigkeit ganz allgemein Gültigkeit besitzt, welches immer das Gesetz sein mag, nach dem die Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen mit der Entfernung vom Erdmittelpunkte variiert.

Bezeichnet c_0 die Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen an der Erdoberfläche, T die Zeit, die sie brauchen, um vom

[1]) Anzeiger d. K. K. Akad. d. Wiss. in Wien 1906. Nr. XIII.

Erregungszentrum zum Beobachtungsorte zu gelangen, Δ die Epizentralentfernung des Beobachtungsortes, konstruiert man ferner die Laufzeitkurve, indem zu Δ als Abszisse das zugehörige T als Ordinate aufgetragen wird, so lautet die oben erwähnte Beziehung $c_0 \frac{dT}{d\Delta} = \cos e_0$, wo e_0 den Emergenzwinkel bedeutet, unter dem der betreffende Strahl die Erdoberfläche trifft, und zwar gilt diese Beziehung für eine beliebige Lage des Bebenherdes.

Anders ausgedrückt, das Verhältnis der wirklichen Fortpflanzungsgeschwindigkeit c_0 zur scheinbaren $v^{(s)} = \frac{d\Delta}{dT}$ ist gleich dem Kosinus des Emergenzwinkels. Diese Beziehung lehrt, daß sich die Emergenzwinkel aus der Laufzeitkurve berechnen lassen.

Eben deshalb erscheint die experimentelle Bestimmung der Emergenzwinkel von großer Bedeutung; einmal ermöglicht sie eine unabhängige und noch sehr wünschenswerte Kontrolle der Laufzeitkurve; zweitens gestattet sie eine direkte Bestimmung von c_0, wenn gleichzeitig die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit bekannt ist. Man ist daher nicht nur in der Lage, Mittelwerte von c_0 für die Erdoberfläche zu gewinnen, sondern kann eventuell auch größere geologische Abnormalitäten in der Nähe eines Beobachtungsortes erschließen.

Da aber die obige Beziehung auch für transversale Wellen gilt, ermöglicht sie die experimentell nicht zugängliche Ermittlung des Emergenzwinkels für solche Wellen.

Sollte sich die Vermutung bestätigen, daß die zweiten Vorläufer eines Bebens transversale Wellen sind, wäre damit die Möglichkeit geboten, nach der vom Verfasser angegebenen Methode auch die Geschwindigkeit transversaler Wellen in verschiedenen Erdtiefen zu bestimmen; aus den Geschwindigkeiten longitudinaler und transversaler Wellen aber lassen sich unter Annahme eines Dichtigkeitsgesetzes die zwei Elastizitätskonstanten für die verschiedenen Erdschichten bestimmen, wodurch man zur Lösung eines wichtigen geophysikalischen Problems gelangen würde.

Die Prüfung dieser Beziehung an den von Schlüter experimentell bestimmten Emergenzwinkeln ergibt eine überraschend gute Übereinstimmung. Die aus den Emergenzwinkeln berechnete Laufzeitkurve fällt mit der vom Verfasser früher bestimmten nahe zusammen und schließt sich stellenweise sogar besser an die Zeitbeobachtungen an; der Rechnung ist ein Wert von 5.5 *km*/Sek. für c_0 zugrunde gelegt.

Weiterhin gibt der Verfasser eine geometrisch synthetische Methode an, um die wirkliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit c der ersten Vorläufer eines Bebens in verschiedenen Erdtiefen angenähert zu bestimmen. Die Größe c nimmt im allgemeinen mit wachsender Entfernung vom Erdmittelpunkte ab; zur Entscheidung der

Frage, ob diese Abnahme eine durchgängige ist, oder ob es Stellen gibt, wo c mit wachsendem Radius zunimmt, wird ebenfalls eine Methode angegeben. Ihre Anwendung auf das vorliegende Zahlenmaterial ergibt, daß, wenn überhaupt, nur in einer relativ dünnen Schicht des Erdinnern die Geschwindigkeit wächst.

Im siebenten Abschnitte wird der Versuch gemacht, trotzdem das Beobachtungsmaterial recht dürftig ist, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit im Erdinnern wirklich zu berechnen.

Es ergibt sich im großen der folgende Verlauf. Im Erdmittelpunkte ist c ein Maximum (15.7 *km*/Sek.) und nimmt kontinuierlich gegen die Oberfläche zu ab; bei etwa $^4/_5$ des Erdradius tritt ein Stillstand in der Abnahme (eventuell sogar ein kleiner Anstieg) ein, der anhält, bis etwa bei $^{19}/_{20}$ des Erdradius ein rapides Absinken auf den Oberflächenwert ($c_0 = 5.5$ *km*/Sek.) beginnt.

Dieses typische Verhalten steht einerseits in guter Übereinstimmung mit der Wiechertschen Theorie des Erdinnern, was als ein die Richtigkeit bestätigendes Moment von Wert ist, anderseits deutet es die Existenz der von Milne und Láska angenommenen Erdkruste von $^1/_{20}$ Erdradiusdicke an.

Der letzte Abschnitt gibt einen Weg zur Bestimmung der Herdtiefe und der genauen Ermittlung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in verschiedenen Tiefen.

Einfluß der Erdbeben auf Quellen. Eine merkwürdige Folgeerscheinung des kleinen Erdbebens vom 28. zum 29. April 1905 in den Alpen war das plötzliche Zutagetreten von Quellen im Dorfe Argentières im Chamonixtale. Nach Mitteilungen französischer Geologen sind es etwa zehn Quellen, die kalt und trinkbar sind und annähernd 300 bis 400 *l* in der Sekunde liefern. Das Wasser ist am Fuße eines Terrainrandes von etwa 4 *m* Höhe und 80 *m* Länge, etwa 80 *m* oberhalb und 100 *m* über den Wiesen hervorgesprudelt. Die ganze umgebende Waldpartie war früher sumpfig, mit aussickerndem Wasser an der Oberfläche. Ein solches plötzliches Auftreten von Quellen erklärt sich leicht durch die Lagenveränderungen des Bodens infolge eines Erdbebens bei einer sehr wasserhaltigen Zone lockern oder aus Trümmern gebildeten Bodens am Fuße eines Waldes, wo die Wasseradern sich konzentrierten. Die Tatsache ist nicht außergewöhnlich und überdies nicht selten. Häufiger zeigt sich allerdings die entgegengesetzte Erscheinung, daß eine Quelle verschwindet. Ein Beispiel dafür, welches E. A. Martel nach dem kleinen Erdbeben am 13. Juli 1904 in Briançon beobachtet hat, wird in „La Nature“ geschildert. Eine für die Soldaten und Hirten kostbare Wasserader, die gegen 2200 *m* in der Höhe der Mallefosseschlucht am Fuße des Signal von Saint-Chaffrey (2570 *m*) entspringt, wurde durch den einfachen Fall von Blöcken gesperrt, die von einem Abhange herabkamen. Trümmer dieser Blöcke bedeckten das austretende Wasser,

so daß jede Spur von Feuchtigkeit unterdrückt wurde. Sehr wahrscheinlich wird der Druck des unterirdischen Wassers wie die Spaltung der Steindecke durch atmosphärische Einflüsse die kleine Quelle wieder erscheinen lassen, vielleicht mit einer kleinen Verschiebung der Öffnung. Natürlich haben die großen Erdbeben oft durch Umgestaltung, Öffnung oder Verstopfung wasserhaltiger Spalten tiefgreifende Änderungen, das Entstehen oder Verschwinden großer Quellen, sowie Störungen unterirdischer großer Wasserflächen hervorgerufen, deren Ursprung viel tiefer liegt als die bei den erwähnten Tatsachen. Bei den heftigen Erdstößen, die seit etwa 15 Jahren zwei- oder dreimal Istrien, Krain und Kroatien schwer heimgesucht haben, hat man indessen keine Änderungen, keine Unterbrechung der unterirdischen Flüsse und der Verbindungen der Karsthöhlen bemerkt.[1])

Eine Erdbebengeographie hat F. de Montessus de Ballore in einem großen Werke veröffentlicht.[2]) Über dasselbe, welches uns im Originale nicht vorliegt, bemerkt Dr. J. J. Binder u. a.:[3]) Der Verfasser verdankt die Anregung zu diesem Werke den persönlichen Erfahrungen, die er während eines 5jährigen Aufenthaltes in Zentralamerika (1880 bis 1885) empfing. Es galt, zuerst einen umfassenden Katalog der geschichtlich und wissenschaftlich beglaubigten Erdbeben anzulegen, und nach jahrelanger Arbeit steht ihm nun ein kritisch gesicherter Erdbebenkatalog zur Verfügung, welcher mehr als 170 000 Beben umfaßt. Dann hieß es, das Material verarbeiten und die Ergebnisse seiner Arbeit mit den Ergebnissen der neuesten geologischen Forschungen zu einem übersichtlichen Gesamtbilde zu vereinigen. Die durchschnittliche jährliche Häufigkeit und die Stärke der Erschütterung sind es, die bei der Beurteilung der Bodenruhe einer Gegend maßgebend sind. Die Erfahrung lehrt nun, daß mindestens eine Beobachtungsreihe von 50 Jahren vorliegen müsse, um sichere Ergebnisse zu ermöglichen; solche liegen aber nur vor für Zante und Niederländisch-Indien. Für die Intensität der Erschütterung hat bekanntlich die zehnteilige Rossi-Forelsche Skala Geltung erhalten, die aber trotz ihrer Verbesserung durch Cancani wissenschaftlich nicht genügt. Ersatz findet der Verfasser in der Ermittlung der Ausbreitungsfelder eines Bebens, als Maßstab für die Stärke. Sorgfältige Beobachtungen ergaben, daß Häufigkeit und Intensität in so enger Wechselbeziehung stehen, daß die Häufigkeit auch den Maßstab für die Intensität abgibt, vorausgesetzt, daß man über ein auf viele Jahre ausgerechnetes Beobachtungsmaterial verfügt. Auf diesem Wege gelangte Montessus zuletzt zu einer mathematisch ausdrückbaren Formel der „Seismizität“

[1]) Die Erdbebenwarte 1906. p. 84.
[2]) Les tremblements de terre. Géographic seismologique. Paris 1906.
[3]) Die Erdbebenwarte 1906 p. 219.

einer Gegend, deren Anfechtbarkeit ihm aber selbst nicht entging. So ersetzt er jetzt in seinem Werke dieselbe wieder durch eine rein empirische Klassifikation der Bebenhaftigkeit und unterscheidet drei Gruppen von Gebieten: seismische, wo Erdbeben häufig und öfter mehr oder minder zerstörend wirken, péneseismische, wo sie ungleich häufig, aber heftig, und aseismische, wo sie schwach, selten oder gar nicht auftreten. Diese Skala genügte den Zwecken der Arbeit, als deren schönstes Ergebnis die Gesetze angeführt werden können, die er aus den zahlreichen Beobachtungen gewinnt, und die für die Beurteilung der Unruhe unserer Erdrinde maßgebend bezeichnet werden dürfen. Erstens ist nun feststehend der Unterschied der seismischen und vulkanischen Bodenunruhen, worauf, wie der Verfasser anerkennt, schon der gelehrte Naumann (1850) und vollends Professor Hoernes (1881) hingewiesen haben, von welchen dem letztern das Verdienst zukommt, die Bodenerschütterungen nach ihren Ursachen als vulkanische, Einsturz- und tektonische (oder Lagerungs-) Beben auch benannt zu haben, Benennungen, die heute allgemein in Geltung sind. Dabei aber gesteht der Verfasser ein, daß, wenn auch die zahlreichen Beobachtungen eine gewisse Regelmäßigkeit erkennen lassen, doch noch immer kein allgemein gültiges Gesetz der letzten Gründe gewonnen worden ist, so daß man sich z. B. heute noch nicht erklären könne, wie bei ganz ähnlicher Lagerung der Rinde und bei ganz gleichem geologischen Alter an einer Stelle der Erde der Boden immer eine gewisse Unruhe zeigt und an andern in vollständiger, ungestörter Ruhe daliegt. Das Ergebnis seiner Beobachtungen faßt Montessus auf Grund der sorgfältig in die Landkarten eingetragenen Bebenerscheinungen in folgende Sätze zusammen: 1. Die Erdrinde wird in fast nahezu gleicher Weise und fast ausschließlich erschüttert längs zweier schmaler Zonen, welche sich an zwei größte Kreise der Erde anlegen, die sich ungefähr unter einem Winkel von 67° schneiden. Das ist der Mittelmeerkreis oder alpin-kaukasisch-himalajische mit 53% der Erschütterungen und der Stille Ozeankreis oder der andisch-japanisch-malaische mit 41% der Erschütterungen. Die Pole dieser Kreise liegen ungefähr unter 45° 45′ N. und 150° 30′ westl. Gr., bzw. 35° 40′ N. und 23° 10′ östl. Gr. Diese beiden Zonen fallen genau mit den wichtigsten Linien des Reliefs der Erdoberfläche zusammen, das ist mit den „Geosynklinalen“ der mittlern geologischen Epochen, wie Haug sie bezeichnet. Darauf folgen weiterhin 2. die Geosynklinalen, d. h. die beweglichsten Streifen der Erdoberfläche, wo die in größter Mächtigkeit abgelagerten Niederschlagsschichten während der Tertiärzeit gewaltige Faltungen, Verwerfungen und Aufrichtungen gelegentlich der Bildung der heutigen Hauptkettengebirge (die Antiklinalen) erfuhren, schließen in sich allein alle seismischen Gebiete — ausgenommen vielleicht etwa zwei oder drei zweifelhafte — ein. Endlich ergibt sich 3.: der Faltenbau der Geosynklinalen ist unruhig (seis-

mischen Bewegungen unterworfen) im Gegensatze zu dem inselartigen Aufbaue der Kontinentalebenen, und zwar hat dies wahrscheinlich Geltung gehabt in allen geologischen Perioden. — Dementsprechend teilt Montessus auch seine seismische Geographie nach der Haugschen Gliederung in vier Teile, wonach sich die 171.434 dem Verfasser bekannt gewordenen Erdbeben folgendermaßen verteilen: 1. Nordatlantischer Kontinent mit 8939 Beben, 2. außereuropäische Kontinentalgebiete (china-sibirischer, australisch-indisch-malaischer, afrikanisch-brasilischer Kontinent und Stiller Ozean) mit zusammen 15.282 Beben, denen 3. die Mittelmeersynklinale mit 90.126 (53%) und 4. die zirkumpazifische Geosynklinale mit 66.026 Beben (39%) gegenüberstehen.

Das Erdbeben von Valparaiso am 16. August ist auch auf dem Hilfsobservatorium der Licksternwarte in Chile bemerkt worden.[1]) Dr. Curtis berichtet, daß daselbst zwei starke Stöße eintraten, durch ein paar Sekunden Zeit voneinander getrennt. Die Nachwirkungen derselben waren bemerkenswert, indem die Erde „im wörtlichen Sinne vier Stunden hindurch in beständiger Bewegung blieb". Der Hauptstoß fand statt 8^h abends, dann kam ein scharfer Stoß 2^h und ein anderer 4^h früh. Bis zum 20. August wurden im ganzen über 100 Erschütterungen gezählt, und noch an spätern Tagen kamen dieselben zahlreich vor.

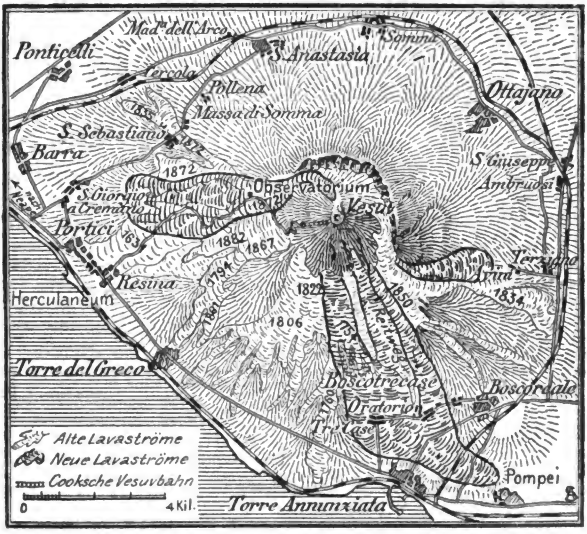
Vulkanismus.

Der Ausbruch des Vesuvs im April 1906. Die früheste seismische Tätigkeit in der Umgebung des südlichen Italiens machte sich in diesem Jahre im März auf der Insel Ustika bemerkbar, wo seit dem 19. geraume Zeit hindurch täglich Erdstöße eintraten, die man als Vorläufer eines dort demnächst stattfindenden vulkanischen Ausbruches betrachtete. Statt dessen begann der Vesuv am 2. oder 3. April sich tätig zu zeigen, und am 4. ging bereits über Neapel ein Regen von schwarzer Asche nieder. Am folgenden Tage (5. April) begann Lava zu fließen, die bald in angebautes Gelände kam. Es waren gleich anfangs zwei Lavaströme zu unterscheiden, einer, der südwärts auf Bosco tre case seinen Lauf nahm, und ein anderer, welcher aus dem Atrio del Cavallo rechts und links vom Observatorium seinen Weg nahm und San Sebastiano bedrohte. Das Observatorium selbst war vor diesen Lavaströmen völlig gesichert. Das nämliche gilt von der Ostseite, wo der Halbkreis der Somma gegen die Lava einen Damm bildete, aber diese Seite wurde umsomehr von gewaltigen Aschenmassen heimgesucht und verheert.

---

[1]) Publ. of the Astron. Soc. of Pacific 1906. Nr. 111. p. 313.

Am 5.(?) April telegraphierte Prof. Matteucci vom Observatorium aus nach Neapel: „Der heute erfolgte Ausbruch des Vesuvs hat einen außerordentlichen Umfang angenommen. Während des gestrigen Tages und der vergangenen Nacht war die Tätigkeit des Kraters schreckenerregend; sie nimmt noch immer zu. Die ganze Umgegend des Observatoriums ist von Lava bedeckt. Weißglühende Brocken werden in ungeheurer Zahl bis zu 800 und sogar 1000 *m* in die Höhe geschleudert und bilden, nachdem sie niedergefallen sind, einen großen Kegel. Andere Lavamassen entströmen anscheinend einem Krater,



Karte des Vesuvs und seiner Umgebung.

dessen Lage noch nicht sicher bestimmt ist. Das mit den Ausbrüchen verbundene Getöse und der durch das Aufeinanderprasseln des herausgeschleuderten Gesteins verursachte Lärm sind betäubend. Das Gebäude befindet sich in unaufhörlicher lebhafter Erschütterung. Wahrscheinlich wird es nötig werden, die Beobachtungsanstalt zu verlassen. Diese ist häufig elektrischen Entladungen ausgesetzt. Der Telegraph ist unterbrochen. Man glaubt, daß die Drahtseilbahn zerstört ist.“

Am nämlichen Tage abends meldete ein Berichterstatter des B. L. A. u. a.:

Die Eruption des Vesuvs hat diese Nacht alarmierende Formen angenommen. Meterhoch ist die Umgebung des Observatoriums von Aschensand und Lavablöcken bedeckt. Der Schall der Explosionen und der gegeneinander- und herabrollenden Bergmassen ist betäubend. Der Boden des Berges befindet sich in ständiger Bewegung und Schwingung. (? ?) Der Lavaerguß aus dem zentralen Krater nahm heute früh bedrohliche Formen an. Die Flammengarben, die aus dem Kegel hervorschossen, erreichten eine Höhe von 150 *m*. In allen am Vesuv gelegenen Ortschaften wurden starke Erderschütterungen verspürt. In Resina ist keine Fensterscheibe mehr heil; der Bevölkerung hat sich eine unbeschreibliche Panik bemächtigt. Die meisten sind in die Kirchen geflüchtet und rufen den Schutz der Heiligen an. Truppen bewachen in verstärkter Zahl die öffentlichen Gebäude. Um 3 Uhr früh wurde die Bevölkerung Neapels durch starke Erdstöße aus den Betten gescheucht; sie blieb auf den Straßen, um von dem Domplatze und den Gassen beim Toledo den flammenspeienden Berg zu beobachten. Um 4 Uhr wurden ganze Züge von Wagen der elektrischen Straßenbahn nach Torre del Greco, Portici und Resina für die von dort flüchtenden Bewohner entsandt; die verlassenen Häuser werden einstweilen von Soldaten bewacht. Von Zeit zu Zeit ziehen Gewitter auf. Unterirdisches Grollen ist unaufhörlich bemerkbar, ebenso wie Erdstöße. Der Bürgermeister von St. Sebastiano telegraphiert, daß die Bewohner des Städtchens wegen des Herannahens der Lava in Gefahr sind. Von der Cookschen Bahn mit ihren Gebäuden sei keine Spur mehr. Die Lavaströme vereinigten sich vor Bosco tre case und überschwemmten die Stadt. Zuerst brannte das Oratorio, dann das Besitztum Pelusio, das Haus des Bürgermeisters, die Hauptkirche und endlich die ganze Stadt. Kavallerie patroulliert die Umgebung ab." Der Vesuv ist von einer ungeheuern schwarzen Wolke verdeckt, hinter deren Mantel sich die entsetzlichsten Szenen in den den Berg umgebenden bis dahin blühenden Ortschaften abspielen. Zufolge Nachrichten vom Observatorium ist der Hauptkrater des Vesuvs zur Hälfte eingestürzt; die Lavamassen wälzen sich auf Pompeji. Die Drahtseilbahn ist zerstört, die Vesuvringbahn von Lava durchschnitten.

Matteucci berichtete, daß der alte Ausbruchkegel des Vesuvs ca. 250 *m* an Höhe verloren hatte und oben wie abgeschnitten erschien. Dieser Zusammenbruch scheint am 7. April stattgefunden zu haben. Damals gegen Mittag erhob sich aus dem Hauptkrater eine gewaltige Aschenpinie zu riesiger Höhe, während ein Teil des obersten Kegels einstürzte. Von diesem Augenblicke an dauerte die vulkanische Krise. Um 4 Uhr vernichtete ein neuer Ausbruch den Kegel vollständig. In den Ortschaften Bosco tre case, Terzigno, Bosco reale, San Giuseppe, Poggio marina bot sich dieses Naturschauspiel in seiner ganzen furchtbaren Großartigkeit dar. Während des ganzen Nachmittages sah man, wie gewaltige Massen Rauch,

Sand, Asche und Lava 1000 *m* in die Höhe geschleudert wurden; dazu erscholl unaufhörlicher Donner, und um Mitternacht stellte sich dichter Aschenregen ein.

Die Ringbahnstrecke Neapel-Pompeji wurde bei dem Kirchhofe von Torre Annunziata durch Lava unterbrochen. In Benevent fiel dichter Aschenregen; die Stadt war in Dunkelheit gehüllt; man hörte unterirdisches Getöse. Die vom Kirchhofe bei Torre Annunziata hinabfließende Lava zerstörte eine Villa, teilte sich dann in zwei Ströme, von denen der eine auf Pompeji, der andere auf das Fabrikviertel des Ortes vorrückte. Von der Küste zu Neapel aus war wegen dichter, schwarzer Aschenwolken der Vesuv, Capri und die Halbinsel von Sorrent nicht zu erblicken. In Foggia und Nola fiel dichter Aschenregen. In San Giuseppe sind infolge vulkanischer Erderschütterungen mehrere Häuser eingestürzt. Ottajano, Poggia marina und Somma wurden wegen des Aschen- und Feuerregens von den Bewohnern vollständig geräumt. In Ottajano ging seit $11^3/_4$ Uhr nachts ein unaufhörlicher Aschenregen nieder. Man hörte tiefes Rollen. Eine große Menge Lava nahm ihren Weg in das Atrio del Cavallo.

Ein Redakteur der Zeitung Mattino will (am 8.?) von Torre Annunziata aus den Vesuv bestiegen haben, was, wenn nicht geradezu unmöglich, so doch in dieser Zeit im höchsten Grade unwahrscheinlich ist. Er gibt getrost folgende Schilderung:

„Die Vermehrung der Lava, das Fallen kleiner Steine, der schreckliche Klang der Explosionen und die starken Erderschütterungen ließen irgend ein neues furchtbares Ereignis erwarten. 7 *km* ging es in ermüdendem Anstiege über die Schlackenfelder des Vesuvs. In der Gegend von Spaccata, so genannt, weil dort 1854 ein Erdspalt entstand, fühlten wir, wie sich unter unsern Füßen der Boden wie eine atmende Brust hob und senkte. Plötzlich öffnete sich hinter unserm Rücken ein Schlund. Wir werden von glühenden Massen, heißem Wasser und von Asche überschüttet, während scheußliche Gase uns den Atem rauben, und eine Rauchwolke uns jede Aussicht versperrt. Wir glaubten unser Ende nahe. Aus dem Schlunde strömte leichtflüssige Lava und drohte uns einzuschließen. Während wir dem Feuerkreise entfliehen, erfolgen neue Explosionen und Auswürfe von heißem Wasser und glühenden Massen. Ein zweiter, ein dritter feuerspeiender Schlund öffnen sich. Wir erklettern ein höher gelegenes altes Lavafeld und sind in Sicherheit. In diesem Augenblicke sah der Berg schrecklich aus. Aus dem obern, jetzt zusammengebrochenen Kegel schossen tausend Flammen, die sich matt im Nebel und Rauch abspiegelten.“ Diese Schilderung enthält nichts, was sich der wackere Mann nicht ebenso gut in seiner Schreibstube hätte ausdenken können.

Der Kapitän des Reichspostdampfers „Friedrich der Große“ berichtet: „Als wir am Sonntag, den 8. April, nachmittags, zwischen

Capri und Campanella durchfuhren, stand über dem Vesuv eine große, dunkelgraue, drohende Wolke, die sich immer wieder mit außerordentlicher Kraft von unten her ergänzte. Südlich von Capri war Windstille, dagegen herrschte in der Bucht von Neapel Ostwind in der Stärke 5 bis 6. Gleichzeitig wurde es etwas unsichtig, so daß wir die Mole erst bei einer Meile Abstand sichteten. Nachdem der Hafen erreicht war, blieb es noch einige Stunden klar, da nur wenig Asche herunterfiel, aber von 8 Uhr nachmittags an wurde der Aschenregen so stark, daß der ganze Verkehr mit dem Lande aufgegeben werden mußte, zumal da man auch keine 30 *m* weit sehen konnte. Gegen 11 Uhr wurde es ein wenig besser. Passagiere und Gepäck kamen durch die Tender längsseits, die sich mühsam zum Schiffe hingefunden hatten. Mit Tagesanbruch verließen wir den Hafen, da es einigermaßen sichtig geworden war. Doch gesellte sich noch ein Regen dazu, der das ganze Schiff mit Mud überschüttete. Die Asche, vermischt mit Lava, lag mehr als 2 Zoll über dem Schiffe. Je weiter wir uns von Neapel entfernten, desto klarer wurde die Luft, doch war ein Getöse, als wenn mit Geschützen schwersten Kalibers geschossen würde, noch 50 Seemeilen weit zu hören.“

Am 9. April wird aus Neapel gemeldet, die Tätigkeit des Vesuvs habe sich anscheinend stark verringert, und der auf Torre Annunziata zu laufende Lavastrom sei zum Stehen gekommen. Seine Front habe 200 *m* Breite und 7 *m* Höhe. Er überschritt die Eisenbahn und zerstörte die Ringbahn um den Vesuv. Ein Arm hatte sich in der Richtung auf Pompeji zu bewegt. Ein auf Terzigno gerichteter Lavastrom, der 2 *km* von dem Orte entfernt Halt gemacht, hat sich wieder in Bewegung gesetzt. Über Neapel fiel am 9. Mai kein Aschenregen mehr, dagegen wurde tags vorher in Cettinje gelber Staubregen beobachtet, ähnliches wird aus Antivari und andern Orten gemeldet.

Aus Neapel wurde am gleichen Tage gemeldet, daß infolge der Asche- und Sandmengen das Dach der Mont-Oliveto-Markthalle eingestürzt sei. Mittags zeigte sich der Vesuv klar, der Mittelkrater war rauchlos, aus einem tiefer gelegenen Krater (?) strömten dagegen mächtige Rauchwolken. In der Nacht vom 9. zum 10. April hörte der Aschenregen auf, aber am letzten Tage schwebte über dem Vesuv ein mächtiger Wolkenberg.

Am 14. April abends hörte der Sandregen in Terzigno, Ottajano und San Giuseppe auf, begann dann am folgenden Morgen $5^1/_2{}^h$ wieder, um bald abends aufzuhören. An diesem Tage um 2^h wurde indessen aus Ottajano wiederum dichter Sandregen gemeldet. Matteucci auf dem Observatorium beobachtete am 15. April starken, jedoch feinen Sandregen, der am nächsten Tage abnahm. Die Instrumente zeigten nur geringe Bodenbewegungen an.

Matteucci telegraphierte (am 14. April?) vom Observatorium: „Vergangene Nacht und heute sind die Tätigkeit des Vulkanes und die Schwankungen der seismographischen Instrumente wesentlich

geringer. Die elektrischen Entladungen haben aufgehört. Wegen der Abnahme des Sandregens, der mutmaßlichen Gestaltung des Kraters und anderer Anzeichen, sofern die mir zugegangene Nachricht bezüglich Stillstandes des auf Bosco tre case gerichteten Lavastromes wahr ist, nehme ich unter Vorbehalt an, daß in zwei bis drei Tagen der Vulkan wieder zur Ruhe kommen wird."

Von offenbar fachkundiger Seite wurde berichtet:

Die Vesuvlava scheint diesmal besonders gasreich zu sein. Dafür spricht auch der auffallend starke Aschenregen; denn das staubartige Gemenge von kleinsten Kriställchen und Kristallteilchen, das wir als vulkanische Asche oder Sand bezeichnen, ist nichts anderes als zerspratzter Schmelzfluß. Es ist ein Erzeugnis der Eruption selbst. Die explodierenden Gase zerspratzen die gewaltsam durchbrochenen Lavamassen und schleudern die winzigen Fetzen hoch in die Luft empor, wo sie alsbald erkalten, um dann als dichter Aschen- oder Sandregen zur Erde niederzusinken oder vom Winde weit forttransportiert zu werden. Daneben werden auch kleinere und größere Stücke schlackenartig erstarrter Lavamassen, die sogenannten Lapilli und vulkanischen Bomben, sowie Bruchstücke älterer, von den Wandungen oder dem Untergrunde der vulkanischen Esse losgerissener Gesteine ausgeworfen. Je stärker die Lava von Gasen erfüllt ist, je heftiger die Explosionen dieser Gase sind, desto größer ist auch die Menge der vulkanischen Auswürflinge.

Die chemische Untersuchung der Asche des jetzigen Ausbruches, die Prof. Zinno vorgenommen, ergab, daß sie aus Kieselerde, Aluminiumoxyd, Kalkstein, Magnesia, Eisen und Mangan zusammengestellt ist. Die Spuren von Ammoniumchlorid, die sich darin finden, können sich vielleicht erst, nachdem sie niedergefallen waren, gebildet haben. Sie ist ganz frei von freien Säuren, von elementarem Schwefel, überhaupt von schädlichen Substanzen. Auf die Vegetation wirkt sie nicht ungünstig ein, eher befruchtend; vor allem fördert sie das Wachstum des Weines, des Grases und der Gemüse, wie dies schon mehrfach bei ähnlichen Aschenregen festgestellt wurde. Nur da, wo die Asche in unmittelbarer Nähe des Eruptionsherdes niederfiel, wurden die Pflanzen, die sie bedeckte, abgesengt.

Am 15. April zeigten die Lavamassen in der Richtung gegen Torre Annunziata keinerlei Bewegung mehr, und auch der folgende Tag verlief ruhig. Matteucci meldete vom Observatorium, die Tätigkeit des Vesuvs bestehe nur noch in vermindertem Auswerfen von Sand in der Richtung auf Ottajano zu, während die Instrumente keine Unruhe im Vulkane mehr anzeigten.

Die allgemeinen Vorgänge bei dieser Vesuveruption faßt Dr. Hans Philipp, teilweise auf Grund eigener Erfahrung an Ort und Stelle, wie folgt zusammen:[1])

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1906. Nr. 8 p. 596.

„Die Eruptionsphase des letzten Frühjahres kam nicht unerwartet; denn leichtere Eruptionen waren ihr seit dem Mai 1905 vorausgegangen. Der Hauptkrater befand sich in erhöhter Tätigkeit, während sich aus einer Spalte oberhalb des Atrio del Caballo Lava ergoß und die Cookbahn zwischen Observatorium und Drahtseilbahn zerstörte. Am 4. April dieses Jahres brach dann eine neue Spalte auf der Südseite des Kraters auf, und aus dieser drangen die mächtigen Lavaströme, die Bosco tre case teilweise zerstörten und Torre Annunziata stark bedrohten. Dem Lavaausfluß folgte in der Nacht vom 7. auf dem 8. die mächtige Eruption von Lapilli und Aschen, der die Orte im Osten des Berges zum Opfer fielen. Sehr eigenartig gestaltet sich die Verteilung von Lapilli und Aschen, indem die Lapilli nur auf der Ostseite des Berges, die Aschen jedoch in ihrer Hauptmasse auf der Westseite niederfielen. Diese Verteilung erklärt sich durch die während der Eruption herrschenden Winde, die aus östlicher Richtung kamen, während die Stoßkraft der Eruption in der Richtung von Westen gegen Osten gerichtet war. Die Gestalt des Kegels hat sich verändert. Der Kegel ist niedriger geworden und hat dadurch seine spitze schlanke Gestalt eingebüßt. Das geförderte Material unterscheidet sich wenig von den frühern Eruptionen und gehört zu den olivinarmen Leuzitbasaniten.

Über die Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen des Ausbruches und der Eruptionsprodukte liegt bis jetzt im wesentlichen folgendes vor:

Das K. Geologische Amt in Rom hatte einige Mitglieder entsandt, über deren Forschungsergebnisse mehreres verlautet. Nach dem Berichte, den die „Geographische Zeitschrift“ darüber bringt, ist der Krater, der sich seit 1895 langsam angefüllt hatte, und die kleinen Aschenkegel, die sich an den Außenwänden des Kraters während dieser Zeit gebildet hatten, während der Eruption eingestürzt, wodurch sich die Höhe des Vulkanes um etwa 100 *m* vermindert und seine Form derart verändert hat, daß anstatt der Kuppe als Begrenzung des Vulkanes eine horizontale Linie erscheint. An drei Stellen des Berges entquollen ihm während des Ausbruches Lavaströme: in 1100 *m* Höhe in der Nähe des Albergo Fiorenza, südöstlich vom Krater, in 600 *m* und in 480 *m* erheblich weiter östlich davon. Der erste Lavastrom floß bis zum Friedhofe von Bosco tre case, der zweite über Bosco tre case hinaus bis auf 500 *m* vor Torre Annunziata und der dritte längs der alten Lava von 1834 nach Terzigno. Die Höhe dieser Lavaströme schwankte zwischen 3 und 7 *m* die Geschwindigkeit erreichte bei dem zweiten Strome 5 *m* in der Minute. Alle Ströme legten mehrere Kilometer zurück; ihre Oberflächen zeigen geröllartige Bildungen, was für die Wucht des Ausbruches spricht, da sonst die Lava Strähne oder Tafeln an der Oberfläche bildet. Die Gesamtmenge der während des Ausbruches aus-

geschleuderten Aschen und Lapilli wird auf 85000000 *cbm* geschätzt; die Aschenschicht erreichte in Ottajano und San Giuseppe eine Höhe von 1 *m*, in der Nähe des Observatoriums von 40 *cm* und in Portici von 15 *cm*. Durch Wind wurde die Asche bis nach Cattaro und Ragusa getrieben, wo in der Nacht vom 8. zum 9. April ein reichlicher Aschenfall beobachtet wurde; Paris war am Morgen des 11. April von einem dichten grauen Nebel bedeckt, der so dicht war, daß die Schiffahrt auf der Seine eingestellt werden mußte; die Untersuchung des gesammelten Staubniederschlages ergab volle Identität mit Vesuvaschenproben aus dem Jahre 1822, so daß man es hier wohl auch mit Vesuvasche zu tun hat. Im Hafenbezirke von Triest wurden vom 15. bis 19. April bei andauerndem Regen leichte Aschenfälle konstatiert, die nach mikroskopischer und mikrochemischer Untersuchung vulkanischen Ursprunges waren. — Als Ursache des Todes der bei der Eruption ums Leben Gekommenen ist in 94% der Fälle Verletzung durch Einsturz von Gebäuden unter der Last der Aschenschicht angegeben; 6%, meist Kinder, starben infolge Verwundung durch weißglühende Lavastücke oder infolge Eindringens von Körnerasche in die Atmungsorgane. Tod durch giftige Gase, wie behauptet worden ist, kam nicht vor. Der durch die Eruption unmittelbar angerichtete Schaden wird auf 40 000 000 Lire geschätzt; der mittelbare ist gar nicht zu berechnen, da die Ertragsfähigkeit des Bodens durch die dicke, rötlichgraue Aschenschicht, welche jetzt den ganzen Berg bedeckt, jahrelang schwere Einbuße erleiden wird.

Über die chemischen Vorgänge bei dem Ausbruche berichtet auf Grund seiner eigenen Forschungen Prof. Dr. J. Stoklasa von der technischen Hochschule zu Prag.[1])

Die bisherigen Ansichten über die Chemie des Vulkanismus, sagt er, laufen im wesentlichen darauf hinaus, daß die im Magma aufgelösten Gase frei werden. Durch fortschreitende Erstarrung des Magmas werden die vulkanischen Exhalationen gebildet, und geht eine Entgasung des Erdkörpers vor sich. Nach den Untersuchungen von Albert Brun enthalten die dem Krater entströmenden Gase, Wasserstoff, Stickstoff, Ammoniak, Chlorwasserstoff, Fluorwasserstoff, Kohlendioxyd und Wasserdampf. Der weißgelbe Rauch, der über dem Gipfel des Vesuvs in Pinienform schwebt, wird hauptsächlich von Ammoniumchlorid gebildet. Eine Emanation der Gase aus der geschmolzenen Lava erfolgt, wie schon Bartoli beobachtete, bei etwa 1000°. Je höher die Temperatur, desto mehr Gase bilden sich. Die Gase sind mit der Lava verbunden, und diese läßt sie entweichen, solange sie glühend ist; das gilt besonders vom Ammoniak, Chlorwasserstoff, Kohlendioxyd und Wasserdampf, welch letztere durch Verbrennung des Kohlenwasserstoffes entstehen. Die Kohlenwasserstoffe sind, wie Prof. Stoklasa später zeigen will, mit dem Magma verbunden.

[1]) Chemiker-Zeitung 1906. Nr. 61.

Mit den notwendigsten Reagenzien und Apparaten versehen, untersuchte er am 4. Mai 1906 die aus Stellen nahe beim Krater entweichenden Gase. „Chlorwasserstoff, Ammoniak, Schwefelwasserstoff und Kohlendioxyd waren in diesen Gasen entschieden vorhanden, nicht aber schweflige Säure. Dagegen wurde im Vulkansande und in der Asche beim Krater schweflige Säure nachgewiesen, und zwar wurden im Sande und in der Asche beim Krater 0.01% SO_2 gefunden. Die Gasausströmung ist natürlich eine mit dem Schmelzen der Lava verbundene Erscheinung, das Aufsteigen salziger Dämpfe aus den Mofetten kündigt — beim Vesuve —die vulkanische Eruption an. Die Gase entweichen allmählich mit steigender Temperatur der Lava, bei sehr hoher Temperatur strömen sie in sehr großer Menge aus. Die aus der Tiefe aufsteigenden Gasmassen reißen die Lava mit sich, die ganz durchsetzt ist von Gasen und Flüssigkeit, und veranlassen die Eruption. Die Kohlenwasserstoffe der Lava verbrennen zumeist zu Kohlendioxyd und Wasserdampf. Der Ursprung des Chlorwasserstoffes, Fluorwasserstoffes, Schwefelwasserstoffes, Ammoniaks und Kohlenoxydes in den aus dem Krater aufsteigenden Gasen ist noch nicht entsprechend aufgeklärt. Der Genfer Forscher A. Brun, welcher sich schon seit längerer Zeit mit der Untersuchung des Vulkanismus beschäftigt, veröffentlichte schätzenswerte Beiträge zur Zusammensetzung der Vulkangase in mehrern Arbeiten, in welchen er die Vermutung ausspricht, daß das Ammoniak aus Siliziumnitrid, Eisennitrid, Aluminiumnitrid oder Kalziumnitrid entsteht, der Chlorwasserstoff hingegen seinen Ursprung den Silikochloriden verdankt. Die Nitride und Silikochloride sind mit dem Magma verbunden.“

Daß tatsächlich Ammoniak, Chlorwasserstoffsäure und Kohlendioxyd aus der Lava entweichen, hat Prof. Stoklasa auch an glühender Lava hinter Bosco tre case und Casa bianca beobachtet. „Auf der Oberfläche der kaum erstarrten, noch warmen Lava zeigt sich ein Anflug von Ammoniumchlorid, Natriumchlorid und stellenweise auch Eisenchlorid. Man kann an vielen Orten in dem Anfluge, bestehend aus Chloriden, auch freie Chlorwasserstoffsäure nachweisen. Der gelbliche Anflug auf der Oberfläche der Lapillen und Lava wird von Ferrisalzen gebildet, die oft fälschlich für Schwefel gehalten werden. Freier Schwefel ist weder in der Asche und im Vulkansande, noch in der Lava in der Umgebung des Vesuves zu konstatieren. Bloß Sulfite und Sulfate sind in geringerer Menge im Vergleiche zu den Chloriden in den Eruptionsprodukten vertreten. Die Schwefelsäure und die schweflige Säure sind entstanden durch Oxydation von Schwefelwasserstoff. Die freie Schwefelsäure läßt sich neben den Sulfaten in den Krusten öfters konstatieren. Am 3. April 1906 vernahm Prof. Matteucci das erste unterirdische Dröhnen — das erste Anzeichen gesteigerter vulkanischer Tätigkeit. Die Exhalation der Gase war bereits eine ziemlich starke, sie nahm

unausgesetzt zu, bis endlich mächtige Flammen aus dem Krater schlugen. Bei der Eruption wurden zunächst Massen von Vulkanschlamm herausgeschleudert, darauf folgten Sand, rote Asche, Lava, Lapillen, Bomben und schließlich Grauasche (9. April)." Am zweiten Tage seines Aufenthaltes in Neapel (am 5. Mai) bestieg Prof. Stoklasa den Vesuv von Bosco tre case her. „Ein Gasschleier mit vorwiegendem Ammoniumchloridrauch," sagt er, „hüllte die ganze Fläche ein, die von erstarrter, an vielen Stellen aber noch ganz heißer Lava überflutet war. Die glühende poröse und anderwärts wieder glasige Masse läßt fortwährend Ammoniumchlorid aufsteigen, welches sich an kühlern Stellen der Blöcke in Form eines feinen, weißen, kristallinischen Anfluges absetzt. An manchen Stellen sieht man stärkere Gruppen von Drusen, ja selbst ganz kleine Flächen von Ammoniumchlorid, untermischt mit etwas wenig Kalium-, Natrium- und Eisenchlorid, Natrium- und Kaliumsulfat. Andere Anflüge sind blaßgelb. Sie bestehen hauptsächlich aus Ammonium- und Eisenchlorid und werden, wie schon erwähnt, irrtümlich für ausgeschiedenen Schwefel gehalten . . .

Manche Lavastücke, sofort nach dem Erstarren der Masse gesammelt, enthalten 2 bis 4% in Wasser löslichen Anteiles, der besonders von Ammonium-, Kalium- und Natriumchlorid gebildet wird. Warme Lava mit weißem Anfluge von Bosco tre case wurde der Analyse unterworfen. . . .'"

Prof. Stoklasa hat in der Lava weder Baryumoxyd, noch Strontiumoxyd nachgewiesen. Laven ohne Anflug enthalten bloß eine geringe Menge Ammoniumchlorid und Ammoniumfluorid. Bemerkenswert ist, daß die Lava, welche Pompeji und Herculanum zerstörte, sowie jene vom Jahre 1631 und 1898 von ziemlich ähnlicher Zusammensetzung sind, wie die Lava der letzten Aprileruption. Stoklasas Analysen dieser Lava differieren auch nicht wesentlich von den Untersuchungsresultaten der Laven alter Eruptionen, die Dr. Eugen Casoria, Professor der landwirtschaftlichen Hochschule in Portici, veröffentlicht hat. Lediglich in dem Gehalte an Kalium- und Natriumoxyd zeigen sich Unterschiede. Die alten Laven enthalten weniger Alkalien.

Prof. Stoklasa führt Analysen der Lava aus der Eruption vom Jahre 79 nach Chr., sowie jener vom Jahre 1898 an. Beide Analysen wurden von Dr. Casoria ausgeführt, der sich um die Feststellung der Zusammensetzung der Vesuvlaven große Verdienste erworben hat.

	Lava vom Jahre 1898	Lava vom J. 79 n. Chr.		Lava vom Jahre 1898	Lava vom J. 79 n. Chr.
SiO_2 . .	49.475%	51.037%	CaO . . .	7.100%	8.100%
P_2O_5 . .	0.543 „	0.495 „	MgO . . .	2.342 „	3.386 „
Al_2O_3 . .	20.107 „	18.615 „	K_2O . . .	6.810 „	2.995 „
FeO . . .	5.382 „	3.676 „	Na_2O . .	3.722 „	4.241 „
Fe_2O_3 . .	3.070 „	4.916 „	BaO . . .	0.141 „	0.146 „
MnO . .	0.650 „	0.511 „	SrO . . .	0.078 „	0.052 „

Die erstarrte Lava, bis zur Rotgluthitze geglüht, setzt nach Prof. Stoklasas Untersuchungen abermals Ammoniak in Freiheit. Nach vierstündigem Brennen im Luftstrome waren aus 1 *kg* Lava bis 100 *mg* Ammoniak entwichen. Laven, welche reich an großen Poren sind, liefern wenig Ammoniak bei dem Glühprozesse. Durch den heftigen Ausbruch entweicht das Ammoniak neben Chlorwasserstoffsäure.

Als eine interessante Erscheinung erwähnt Prof. Stoklasa, daß auch die Lapillen und Lava vom Kammerbühl bei Franzensbad in Böhmen, einem erloschenen Vulkane, der noch zur Zeit des Diluviums tätig war, zur Rotgluthitze im Luftstrome (besser im Sauerstoffstrome) geglüht, ebenfalls Ammoniak entweichen lassen. Auch Basalte, längere Zeit im Luftstrome geglüht, entwickeln kleinere Mengen Ammoniak. Durch den Glühprozeß entweichen aus 1 *kg* Lapillen vom Kammerbühl binnen 4 Stunden 40 *mg*, aus 1 *kg* Leuzitbasalt während der gleichen Zeit 70 *mg* Ammoniak.

Prof. Stoklasas Analyse zeigt, daß die Zusammensetzung der Lapillen von jener der Lava sich nicht erheblich unterscheidet; nur K_2O ist weniger vertreten als in der Lava, und MgO tritt mehr in den Vordergrund. Er fand in der Lava 7%, in den Lapillen bloß 2% K_2O. In der Lava ist von MgO bloß 1%, in den Lapillen 4.7% vorhanden. Die Lapillen enthalten stets Ammoniumchlorid, das sich schon durch den weißen Anflug verrät. Fluor war stets in den Lapillen zu konstatieren.

Eine interessante Zusammensetzung weist die Rot- und Grauasche auf, die das letzte Produkt der diesjährigen Aprileruption war.

In der Grau-, sowie in der Rotasche ließen sich durch starke Vergrößerung kleine Kriställchen von Leuzit, Augit, auch von Olivin nachweisen. Die Rotasche enthält mehr Ferriverbindungen als die Grauasche. Was die Zusammensetzung der Grauasche betrifft, so enthielt dieselbe bloß Spuren von Ammoniak.

Die Analyse der Asche von der Eruption des Mont Pelé differiert nach Prof. Stoklasa sehr von der Grauasche der Vesuveruption. Auffallend war hier die große Menge von Kieselsäureanhydrid, und zwar wurden hiervon 60%, in der Grauasche hingegen bloß 47.57% gefunden. In dem Gehalte an Alkalien fanden sich auch bedeutende Differenzen. Die Asche vom Mont Pelé enthält bloß etwa 1% K_2O und 3.4% Na_2O, die Grauasche dagegen 7.64% K_2O und 3.53% Na_2O.

„Der Vesuv," fährt Prof. Stoklasa fort, „hat bei seiner letzten Eruption mehr als 500 Millionen Doppelzentner Vulkanschlamm, Sand, Lava, Lapillen und Asche ausgeworfen. Rechnet man, daß die Eruptionsprodukte bloß 0.1% Stickstoff in Ammoniakform enthalten — in vielen dieser Produkte ist der Stickstoffgehalt in Wirklichkeit weitaus größer —, so enthält die gesamte ausgeworfene Menge mindestens 500 000 Doppelzentner Stickstoff, ein Quantum, wie es jährlich in Form von Ammoniak und Salpetersäure nicht

einmal in ganz Deutschland verbraucht wird. Und erst die ungeheuren Mengen Kali, Phosphorsäure, Kalk und Magnesia. Die kultivierten Gegenden um erloschene Vulkane und den Vesuv herum werden denn auch niemals gedüngt, und doch bleiben sie die fruchtbarsten Gebiete von ganz Europa, wie die Campaniens, die „regio felix" der alten Römer, die nach Plinius dreimal im Jahre Ernten gab und mehr Olivenöl lieferte, als alle von den Römern unterjochten Länder zusammen. Die Vulkanausbrüche haben die ganze Gegend mit den wertvollsten Nährstoffen, wie Ammoniak, Phosphorsäure und Kali, befruchtet in einer Form, die von dem Wurzelsysteme der Pflanzen leicht assimiliert zu werden vermag."

„Über die Ursache der vulkanischen Ausbrüche des Vesuvs," sagt Prof. Stoklasa, „ist es sehr schwer, etwas Positives zu erklären, da uns die nötige Grundlage über die chemischen Prozesse fehlt. Heute ist jedoch so viel sicher, daß aus dem Krater Schwefelwasserstoff, Stickstoff, Ammoniak, Chlorwasserstoff, Fluorwasserstoff, Kohlendioxyd und Wasserdampf ausströmen. In den Produkten der Eruption des Vesuvs, und zwar in den Lapillen, Bomben, der Rot- und Grauasche, sowie in der Lava sind nachstehende Elemente vertreten: Aluminium, Arsen, Baryum, Blei, Bor, Chlor, Eisen, Fluor, Kalium, Kalzium, Kobalt, Kohlenstoff, Kupfer, Magnesium, Mangan, Molybdän, Natrium, Nickel, Phosphor, Sauerstoff, Schwefel, Silizium, Stickstoff, Strontium, Titan, Wasserstoff, Wismut und Zink.

Das Ammoniak verdankt seinen Ursprung den Nitriden, welche mit dem Magma verbunden sind, der Chlorwasserstoff hingegen den Silikochloriden, welche gleichfalls in dem Magma vorhanden sind. Der Schwefelwasserstoff entsteht durch Einwirkung des Wasserdampfes auf die Sulfide, welche in dem glühenden Magma anwesend sind. Der Chlorwasserstoff verbindet sich in der Hauptmenge mit Ammoniak zu Ammoniumchlorid. Die überschüssige Chlorwasserstoffsäure wirkt auf die Silikate des Kaliums, Natriums, Eisens, Aluminiums usw. und bildet die wasserlöslichen Chloride, welche in den einzelnen Produkten der Eruption vorhanden sind. Das Schwefelwasserstoffgas verbrennt bei Gegenwart von Luft zu Wasser und Schwefeldioxyd, und die gebildete schweflige Säure oxydiert sich zu Schwefelsäure. Durch Einwirkung der Schwefelsäure entstehen sodann verschiedene Sulfate.

Bei dem Krater des Vesuvs, sowie in dem Atrio del Cavallo finden wir verschiedenartige Krusten und Drusen von Kristallen, welche hauptsächlich aus Chloriden und Sulfaten bestehen. Auch freie Chlorwasserstoffsäure und Schwefelsäure ließ sich feststellen. Namentlich im Atrio del Cavallo, einem tiefen, sichelförmigen Tale, welches die Somma von dem eigentlichen Aschenkegel trennt, finden wir Kristalle und Drusen von Chloriden und Sulfaten der frühern Eruptionen, welche manchmal von den Kupfersalzen, bzw. vom Kupferchlorid grünlich gefärbt sind. In diesen Krusten sind auch

Salze von Zink, Nickel, Kobalt, Molybdän und Blei zu finden. Wenn man die Zusammensetzung der einzelnen Produkte der Eruption mit den Analysen von Lapillen und Lava der erloschenen Vulkane, wie z. B. des Kammerbühl bei Eger (Böhmen), vergleicht, so sehen wir, daß die Menge von SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO und CaO ziemlich gleich ist. Nur in Na_2O und K_2O finden wir Differenzen."

Prof. C. Doelter berichtete der K. K. Akademie in Wien über seine Beobachtungen bei der Vesuveruption.[1]) Er bemerkt zunächst, daß der jüngste Ausbruch durch große Mengen von Aschen charakterisiert war, die sich in drei Sorten unterscheiden lassen: schwarze, rötlichbraune und graue, die aber im großen und ganzen mineralogisch nicht sehr verschieden sind. Ob chemische Unterschiede vielleicht bezüglich des Eisengehaltes vorhanden sind, müsse die im Zuge befindliche chemische Untersuchung zeigen, die Prof. Abegg in Breslau unternimmt.

Die Unterschiede sind nach Doelter wahrscheinlich weniger in der mineralogischen Zusammensetzung als in dem verschiedenen Korne und zum Teile auch in der Oxydationsstufe des Eisens in dem beigemengten Glase zu suchen. Ihre Bestandteile sind dieselben wie die der frühern Aschen. Die rote Farbe scheint teilweise durch einen feinen Überzug der Kristalle verursacht zu sein.

Was die Verbreitung der verschiedenen Aschen anbelangt, so herrscht die braune Asche weitaus vor, und ist jedenfalls der Bereich der schwarzen Asche ein weit beschränkterer, und diese hauptsächlich in der Nähe des Vesuvkegels zu suchen, doch ist auch in Neapel solche gefallen.

Am geringsten dürfte das Gebiet der grauen Asche gewesen sein, welche mehr im Südwesten fiel, und welche wohl ärmer an Magneteisen ist, aber die mineralogischen Unterschiede sind, wie erwähnt, jedenfalls geringe.

Unter den Auswürflingen fanden sich viele Bomben, die zum Teile sehr Interessantes zeigen. Auch bei dieser Eruption sind solche merkwürdige Auswürflinge gefallen, die schon J. Roth in seinem Werke über den Vesuv (1857) erwähnt, nämlich schwarze, dichte Leuzitlava mit kleinern und größern Obsidianeinschlüssen von unregelmäßiger Form; es sind aber keine eigentlichen Einschlüsse, sondern ungeschmolzene Mineralien, zum Teile wahrscheinlich Augite; bei der Umschmelzung bildete sich außer Glas ein grüner Augit und auch Melilith.

Bei dem großen Lavastrome, welcher von Bosco Cognobti gegen Torre Annunziata floß, und welcher an verschiedenen Teilen sehr verschiedene Struktur, bald dicht, bald porös, zeigt, ist vor allem bemerkenswert der große Unterschied im quantitativen Mineralbestande am Ausgange und am Ende des Stromes. Die Lava vom

---

[1]) Wiener Akad. Mitt. 1906, p. XVII.

Ausgange des Stromes ist ungemein reich an grünen und gelbgrünen Augiten, und Doelter fand bei Bosco tre case solche von über 2 *cm* Länge, während die obere Lava nur kleinere Augite enthält und in viel geringerer Zahl; dagegen dominiert in der obern Lava der Leucit in großen Kristallen. Die Ursache dürfte nach Doelter vielleicht in der Abkühlungsgeschwindigkeit liegen. Sonst liegt ein qualitativer mineralogischer Unterschied dieser Lava und früherer kaum vor; ob chemische Unterschiede vorhanden sind, wird die chemische Untersuchung zeigen.

Besondere Aufmerksamkeit wendete Doelter den Exhalationen zu, sowohl den obern auf ca. 800 *m* Höhe, als jenen von Bosco tre case. Da von einer Seite die Gegenwart von freiem Chlor behauptet wurde und bei einer Exkursion mit Prof. F. Henrich aus Erlangen auch an einer Stelle in der Nähe des Aschenkegels von beiden Chlorgeruch wahrgenommen wurde, so hat Doelter an vielen Stellen mit Jodkaliumlösung auf freies Chlor untersucht, aber immer mit negativem Erfolge; es wäre ja denkbar, daß in diesen Exhalationen, die eine Temperatur von 350 bis 500° haben, sich freies Chlor bildet, aber der stets vorhandene Wasserdampf veranlaßt die Rückbildung von Salzsäure. Chloride finden sich massenhaft an den Rändern der Exhalationen; am häufigsten sind Salmiakkristalle.

Auf Fluor prüfte Doelter ebenfalls die Exhalationen, aber ohne Erfolg; dennoch dürften Fluoride vorhanden sein, was auch durch die allerdings sehr seltenen Biotitkristalle bestätigt wurde, die sich unter den Auswürflingen finden. Aber wahrscheinlich ist Fluor in den Exhalationen kein regelmäßiger Bestandteil.

Für Temperaturmessungen der Lava war die diesjährige sehr heftige Eruption nicht günstig und muß abgewartet werden, bis wieder kleinere Lavaströme zutage treten, in welchen solche Messungen leichter zu bewerkstelligen sind, wie dies zwischen 1895 und 1898 der Fall war.

Über trockene lawinenartige Massen und Schlammströme beim Ausbruch des Vesuvs berichtet A. Lacroix der Pariser Akademie.[1]) Die trockenen Auswurfsprodukte, Sand, Steine, Blöcke, häuften sich an den Rändern des Kraters und den Abhängen des Kegels und glitten gelegentlich als zerstörende Lawinen hinab. Sie haben an der Oberfläche des Kraterkegels tiefe Rinnen gegraben, die an der Nord- und Nordostseite, d. h. in der Richtung des Atrio del Cavallo und des Valle dell' Inferno förmliche Barrancos darstellen und einen geradlinigen, gleichmäßigen Verlauf zeigen.

Die zerstörenden Schlammströme, wie sie allgemein bei den großen Vesuveruptionen auftreten, entstehen dadurch, daß infolge des Regens die frischen, porösen Stoffe auf den Höhen reichlich Wasser aufsaugen,

---

[1]) Compt. rend. 1906. **142.** p. 1244 — Naturw. Rundschau 1906 p. 575.

bis sich die ganze Masse in Bewegung setzt und in Form eines dicken Breies oft mit großer Geschwindigkeit in die Täler hinabwälzt, auf ihrem Wege alles mit sich fortreißend. Wenn sie zum Stillstande gekommen ist, wird sie zu einem festen Konglomerate von chaotischer Struktur. Dauert der Regen fort, so folgt der Schlammasse eine Flut von mehr flüssiger Beschaffenheit, die sie zuerst durchfurcht, dann den alten Boden aufreißt und in größerer oder geringerer Entfernung Sedimente in der für Bergströme charakteristischen Schichtung absetzt. Die oben beschriebenen Oberflächenänderungen die durch die trockenen Lawinen erzeugt werden, schaffen für die Bildung solcher Schlammströme die günstigsten Bedingungen. Die Regenwässer folgen dem Wege, den die Lawinen gemacht, und gelangen in den von diesen gebildeten Rinnen zu den am untern Ende der letztern angehäuften Schuttmassen. Ein solcher Schlammstrom bei Ottajano war an seinem Ende etwa 8 *m* breit und 0,75 *m* dick und zeigte nach seinem Festwerden einen sehr regelmäßigen Aufbau, der dem gewisser Lavaströme ähnlich war. Er setzte sich aus Lapilli und feiner Asche zusammen, große Blöcke fehlten. In der Gegend der Somma, wo der Boden ganz mit feiner Asche bedeckt war, bestanden die zuerst auftretenden Schlammströme aus einer Art dicken Schlammes, der sich bei Pomigliano d'Arco in etwa Meterdicke ohne eine Spur von Schichtung ablagerte. Anfang Juni sind an der Stelle, wo sich die untere Station der Drahtseilbahn befand, und wo die Lawinenbreccien die größte Dicke haben, infolge heftiger Regengüsse mächtige Schlammströme entstanden, die in der Richtung auf Resina hinabflossen und auf ihrem Wege um so mehr Verwüstungen anrichteten, als sie zahlreiche große Blöcke der Breccien mitführten.

Versuche mit frisch geflossener Vesuvlava hat Prof. F. Henrich angestellt[1]) und dadurch einen Beitrag zur bessern Kenntnis der Fumarolentätigkeit geliefert. Verfasser hatte Gelegenheit, Ende April oben auf dem Vesuv die Stelle zu sehen, unter der kurz vorher der große Lavaausbruch erfolgt war, und dann am Fuße des Berges die frisch entstandenen Lavafelder bei Torre del' Annunziata und Bosco tre case zu besichtigen. An beiden Orten herrschte starke Fumarolentätigkeit. „Aus Spalten und Ritzen strömten Dämpfe aus, und vor den Augen des Beschauers setzten sich zierliche Sublimate an den Rändern der Lava ab. Oben bildeten sich neben weißen auch fast immer gelb bis orange gefärbte Ausscheidungen; sie bestanden vorzugsweise aus Chloriden der Alkalien und des Eisens. Unten auf dem Lavafelde vor Bosco tre case überwogen die weißen Sublimate (die aus einem Gemische von Chlorammonium und Chlornatrium bestanden) so sehr, daß die gefärbten zu den Seltenheiten gehörten.

[1]) Zeitschr. f. angew. Chemie 1906. Heft 30.

In den Dämpfen der Fumarolen oben auf dem Berge ließ sich außer Wasserdampf sehr häufig Salzsäure, hier und da auch starker Chlorgeruch wahrnehmen. An einer Stelle roch es auch nach Schwefelwasserstoff, an einer andern nach schwefliger Säure. Unten stiegen meist nur Wasserdämpfe aus der Lava empor, während Salzsäure nur höchst selten und dann in geringer Menge nachzuweisen war; Chlor usw. bemerkte er hier nicht.

Die augenblicklich herrschende Theorie der Fumarolenbildung sagt nun folgendes aus: Wenn das vulkanische Magma (aus dem sich die Lava bildet) den Schlund verläßt, ist es mit überhitzten Gasen und Dämpfen stark imprägniert, gleichsam mechanisch damit übersättigt. Beim Erkalten entweichen diese gelösten Produkte infolge der veränderten Druckverhältnisse. In der Tat lehrt der Augenschein bei frisch zutage tretendem Magma, daß die Grundannahme dieser Theorie durchaus zutrifft, und die sogenannte Blocklava ist besonders in ihren obersten Schichten von den entweichenden Gasen zu schwammartig porösen Gebilden aufgetrieben. Unter den Gasen herrscht Wasserdampf bei weitem vor, dann ist Salzsäure meist beigemengt, und es ist wahrscheinlich, daß auch Chlornatrium- und Dämpfe anderer fester Körper vorhanden sind. Die Dämpfe entweichen zuerst stürmisch, oft explosionsartig, dann allmählich langsamer, um zuletzt völlig auszubleiben. Von dem Stadium an, wo die Ausstoßung der Dämpfe ihren explosiven Charakter verloren hat und ruhig, aber kontinuierlich verläuft, spricht man von Fumarolentätigkeit.

Die Fumarolenprodukte der Lava sind nach allgemein sich wiederfindenden Angaben identisch mit denen, die aus dem Krater kommen.

Die herrschende Theorie setzt somit voraus, daß alle Produkte, die die Fumarolen während ihrer Tätigkeit ausscheiden, von vornherein fertig gebildet im Magma vorhanden (gelöst) sind.

Nun fiel es dem Verfasser bei der Besichtigung der Lavafelder vor Bosco tre case auf, daß an manchen Stellen starke Fumarolentätigkeit, an andern sehr geringe oder gar keine herrschte, obwohl Hitzeverhältnisse, Dicke der Lavaschicht usw. dem Anscheine nach die gleichen waren. So gut wie gar keine Fumarolentätigkeit zeigte Lava, die in einen Eisenbahnhohlweg geraten war und diesen auf eine Strecke hin ausgefüllt hatte. Zahlreiche Fumarolen fanden sich aber dicht daneben, wo ein Tälchen auf etwa einen halben Kilometer Erstreckung von einer Lavaschicht bedeckt war. Warum zeigte die Lava in einem Falle Fumarolentätigkeit, im andern nicht? Im Eisenbahnhohlwege ruhte die heiße Masse auf chaussiertem und deshalb trockenem Untergrunde, im Tale bedeckte sie (nach der Umgebung zu schließen) Vegetation und wohl auch feuchten Boden, denn ein Wasserspiegel war ganz in der Nähe sichtbar. Ohne Zweifel wurde das Wasser des feuchten Untergrundes von der heißen Lava

allmählich verdampft und mußte aufsteigend seinen Weg durch die allseitig zerrissene heiße Lava nehmen. Konnten diese überhitzten Wasserdämpfe nicht die Ursache der Fumarolen sein, indem sie zersetzend auf die Lava wirkten? Die Verhältnisse in der Natur ließen sich leicht im Experimente nachahmen.

Lavastückchen wurden mit Wasser bis zum Verschwinden der Chlorreaktion gewaschen, getrocknet und in ein Verbrennungsrohr eingefüllt. Nachdem die Lava an den Enden schwächer, in der Mitte stark erhitzt war, leitete Verfasser einen trockenen Luftstrom darüber. Zuerst entwich etwas Wasser, und im Laufe von drei Stunden setzte sich eine sehr geringe Menge weißen Sublimates als bläulichweißer Anflug ab. Das Wasser reagierte mit Silbernitrat nur sehr schwach auf Chlorionen und wurde samt dem Sublimate sorgfältig entfernt. Nun ließ er statt der trockenen feuchte Luft über die heiße Lava streichen, und bereits nach einer halben Stunde waren so merkliche Mengen von Kochsalz fest und in wässeriger Lösung vorn im Verbrennungsrohre vorhanden, daß das Wasser intensiv mit Silbernitrat reagierte. Wie dies Kochsalz entsteht, darüber muß die weitere Untersuchung Aufschluß geben.

Bei einem zweiten Versuche wurde gewaschene Lava zunächst zwei Stunden in trockenem Luftstrome ausgeglüht. Dabei schied sich in der ersten Stunde wieder Wasser und ein wenig weißes Sublimat aus, die entfernt wurden. Nach weiterm, einstündigem Erhitzen erneuerte sich der schwache Hauch weißen Sublimates und wurde wieder entfernt. Drei Stunden war die Lava somit ausgeglüht worden, ohne daß sich eine Spur eisenhaltigen Sublimates gezeigt hätte. Nun ließ Verfasser feuchte, salzsäurehaltige Luft über die glühende Lava streichen, und nach wenigen Minuten begann der aus dem Ofen ragende Teil des Rohres sich mit Eisenchloridkristallen zu beschlagen. Später kamen auch Chlornatriumkristalle. Gleichzeitig trat aber starker Chlorgeruch auf.

Die Bildung der Metallhalogenverbindungen ist leicht zu erklären, nachdem durch obige Versuche festgestellt ist, daß Wasser- und Salzsäuredämpfe auf die Lava zersetzend einwirken.

Das Auftreten von Chlor wird aber nach Versuchen, die Verfasser anstellte, zum kleinsten Teile durch Dissoziation des Eisenchlorides in etwas stärkerm Maße durch den oxydierenden Einfluß der Lava auf die Salzsäure, sehr stark aber durch den oxydierenden Einfluß des Sauerstoffes der Luft hervorgerufen, wobei im letzten Falle vielleicht katalytische Prozesse mitspielen.

„Obwohl diese Versuche noch nicht abgeschlossen sind, so erlauben sie doch, bereits einiges über den Mechanismus der Fumarolentätigkeit auszusagen. Denn der Fall, daß Wasserdämpfe allein oder in Gemeinschaft mit Salzsäure oder auch mit Luft heiße Lava durchstreichen, kommt in der Natur sehr häufig vor. Wasser und Salzsäure können dabei dem vulkanischen Magma entstammen,

der Wasserdampf kann aber auch von der Einwirkung der heißen Lava auf eine feuchte Unterlage herrühren. Die Sublimationsprodukte nun, die sich bei der Fumarolentätigkeit an den Enden der Spalten und Ritze absetzten, waren nicht alle a priori fertig gebildet im Magma vorhanden, sondern entstanden, wenigstens zum Teile, erst durch die Einwirkung von Wasser- und Salzsäuredämpfen auf die Lava. Wirken nur oder fast nur Wasserdämpfe ein, wie im Tälchen vor Bosco tre case, so entstehen nur oder vorzugsweise weiße Sublimate. Ist Salzsäure vorhanden, so müssen sich auch noch eisenhaltige Sublimate bilden. Mischt sich beiden Ingredienzien noch Luft bei, so kann auch starke Bildung von Chlor eintreten.

Nunmehr erscheinen gewisse Beobachtungen, die früher durchaus rätselhaft waren, in einem verständlichern Lichte. So schreibt J. Roth in seinem Werke über den Vesuv: „Bei dem genauern Eingehen auf das Detail der Laven findet man viele nicht vollständig erklärbare Erscheinungen. Dazu gehört namentlich die langsame und reichliche Entwicklung der verschiedenen flüchtigen Stoffe. Einige derselben sind schon bei mäßig hoher Temperatur flüchtig, wie H_2O, HCl und $FeCl_3$, während andere, wie NaCl und KCl, dazu einer viel höhern Temperatur bedürfen. Die einen wie die andern müßten also viel reichlicher bei den eben ergossenen, flüssigen, als bei den schon oberflächlich erstarrten Laven zu sehen sein, und ihre Entwicklung scheint also auch nicht lange anhalten zu können. Die Zähigkeit des Lavateiges könnte wohl für die Verlangsamung und also auch für die längere Dauer der Sublimation eine hinreichende Erklärung bieten. Aber es muß ja auch die Elastizität der Substanzen, die bei 100° oder etwas darüber gasförmig werden, bei der so hohen Temperatur der Lava steigen. Als man Lava von 1767, etwa drei Meilen von ihrer Quelle entfernt, 1844 zum Behufe des Straßenbaues aufbrach, fand man die Spalten derselben mit vielen glänzenden Eisenglanzkristallen überzogen. So weit von ihrer Quelle enthielt die Lava also nicht nur noch Chloreisen, das zu Eisenglanz sich zersetzte, sondern dies hatte sich noch entwickelt, als das Erstarren schon so weit vorgeschritten war, daß sich Spalten bilden konnten.“ Und weiter: „Die Laven des letzten Ausbruches haben wiederum gezeigt, daß die Entwicklung der flüchtigen Stoffe zunimmt, nachdem schon das Erstarren begonnen hat. Das auf die Laven fallende Regenwasser kann nicht die Ursache der vermehrten Dampfentwicklung sein, da diese einesteils nicht mit dem regnerischen Wetter eintrat, und anderseits die nach dem Stillstande der Lava neu entstehenden oder stärker gewordenen Fumarolen entweder gar keinen Wasserdampf oder ihn auch mit andern Stoffen gemischt ausgaben. Vielmehr bestanden die Exhalationen fast ausschließlich aus NaCl und KCl, die zum Flüchtigwerden einer höhern Temperatur bedürfen. Im Fosso della Vetrana und bei der abgetragenen Brücke zwischen S. Sebastiano und Massa di Somma zeigte sich dies am

deutlichsten, und die Exhalationen waren unmittelbar nach dem Erstarren der Lava ungleich schwächer als einen Monat später. Schon oben ist erwähnt, daß an einer Stelle im Fosso della Vetrana eine reichliche Gasentwicklung erst in den letzten Tagen des Juni begann, und diese setzte, als wir sie zuletzt im Anfange November sahen, noch sehr reichlich zierliche Salzausblühungen ab. Wir hatten sie am 25. September mit einem großen Stücke schlackiger Lava bedeckt und fanden dies nach noch nicht zwei Tagen mit einer 8 *mm* starken Salzkruste bedeckt."

Nimmt man an, daß die Lava auf ein feuchtes oder ein durch Regen allmählich feucht werdendes Terrain floß und im ersten Falle noch Salzsäure enthielt, so lassen sich die bisher rätselhaften Erscheinungen als eine Folge sekundärer chemischer Einwirkung von Wasserdampf und Salzsäure auf die Lava ohne weiteres erklären."

Noch bemerkt Verfasser, daß es in manchen von ihm beobachteten Fällen den Anschein hatte, als ob kein Wasserdampf aus Fumarolen entweicht. Als er solche Fumarolen auf Salzsäure prüfte, indem er ein mit Ammoniak gefülltes Fläschchen der Mündung näherte, kondensierten sich stets Wassertropfen an dem kalten Glase.

„Die herrschende Theorie über die Fumarolenbildung wäre somit in folgender Weise zu ergänzen: Bei diesem natürlichen Prozesse findet oft nicht allein eine mechanische Ausstoßung von bereits vorher im Magma vorhandenen Dämpfen von Alkali- und Eisenchloriden statt, sondern diese Chloride bilden sich unter gegebenen Bedingungen erst sekundär durch chemische Einwirkung von Wasserdämpfen und Salzsäuregas auf heiße Lava."

Die Tätigkeit des Stromboli. Der Direktor des Observatoriums zu Messina hat der Pariser Akademie interessante Mitteilungen gemacht über die Vorgänge beim letzten Ausbruche des Stromboli, der so große Verwüstungen angerichtet. Im Februar war der Stromboli sehr ruhig und verriet nur durch eine weiße Rauchsäule die Vorgänge in seinem Innern. Diese Ruhe tritt äußerst selten ein und war um so bemerkenswerter, als der Vesuv zur selben Zeit eine Periode der gesteigerten Tätigkeit durchmachte. Umgekehrt beruhigte sich der Vesuv, als der Stromboli seinen jetzigen Ausbruch vorzubereiten begann. Am 11. Juli schleuderte der Vulkan auf die Liparischen Inseln einige Lagen Steine und große Mengen Asche aus und richtete beträchtlichen Schaden an. Man nimmt an, daß sich alte Krater wieder geöffnet haben; aber es war bisher nicht möglich, diese Annahme durch Beobachtung zu erweisen, da man sich dem Krater nicht nähern konnte.

Der Vulkan Hverfjall auf Island ist von Dr. W. v. Knebel besucht worden.[1]) Dieser große Vulkan erhebt sich als ein ringförmiger

[1]) Globus 88. Nr. 20—24.

Kraterwall von bedeutendem Durchmesser zu der geringen Höhe von nur 150 *m*. Rundum ist der Vulkan von jüngern Laven umgeben. Die Erosion hat sowohl in den äußern, wie auch den innern Wandungen des Kraters sich tiefe Rinnen gegraben, auf denen das den Ringwall aufbauende Gestein gut zu erkennen ist. In der Kraterebene befindet sich Sand, in dessen Mitte ein unbedeutender Tuffhügel sich zu etwa 30 *m* Höhe emporwölbt.

Über den Hverfjall, sagt v. Knebel, hat man sich bisher falsche Vorstellungen gemacht. Preyer und Zirkel haben ihn zuerst abgebildet. Thoroddsen hat deren Zeichnung übernommen. Aber die Zeichnung ist unrichtig; sie ist überhöht. Im Verhältnisse zum Durchmesser des Ringgebirges müßte die Höhe nur etwa halb so groß sein. Auch die Größe der Krateröffnung ist bisher nicht bestimmt gewesen. Nur Thoroddsen ist dagewesen. Da seine Angaben sich aber, wie so oft, widersprechen, so war ihnen nichts zu entnehmen. So wurde einmal der Kraterdurchmesser zu etwa 300 *m* („der Krater hat einen Umfang von beinahe einem Kilometer"), das andere Mal zu 2.5 *km* angegeben. Keine der Angaben ist richtig. Der durch Abschreiten am Kraterrande leicht zu ermittelnde Umfang des Kraters beträgt 4600 Schritt = 4140 *m*; der Durchmesser beträgt demnach etwa 1300 *m*.

Auch eine weitere Angabe bezüglich des Hverfjall beruht auf einem Beobachtungsfehler; sie betrifft die vom Hverfjall ausgeworfenen Massen. Diese bestehen nicht, wie Thoroddsen angibt, aus Lavablöcken, sondern aus zersprengtem Gesteine der in der Tiefe befindlichen Basalte und Tuffe, aber kein einziges Stück Lava ist, wie dies Thoroddsen angibt, von dem Hverfjall ausgeworfen worden. Der Hverfjall ist ein riesenhafter Explosionskrater, wie kein anderer auf Island, in gleicher Vollendung auftritt."

Über die Lavavulkane Islands verbreitete sich auf Grund seiner Untersuchungen an Ort und Stelle Dr. W. v. Knebel.[1]) Für den Vulkanismus Islands ist besonders das Überwiegen magnetischer Ereignisse über die vulkanischen Eruptionsprodukte bezeichnend. „Es sind bei den verschiedenen geologisch jüngern Eruptionen gewöhnlich nur Lavamassen aus dem Erdinnern ausgestoßen worden, während vulkanische Tuffe in den meisten Fällen fehlen, in andern aber stark zurücktreten. Nur ausnahmsweise haben auch die neuern Vulkanausbrüche größere Gesteinsmassen in explosiver Weise zutage gefördert und so die Bildung von vulkanischen Tuffen veranlaßt.

Die Lavavulkane Islands zerfallen in zwei Typen: 1. die schildförmigen Lavavulkane, 2. die Lavadeckenergüsse. Die schildförmigen Lavavulkane sind durch eine im allgemeinen recht bedeutende Basisfläche bei einer verhältnismäßig geringen Höhe ausgezeichnet. Sie gleichen also einem liegenden Schilde.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges., Märzprotokoll 1906.

Die Deckenergüsse unterscheiden sich von den Lavavulkanen von schildförmiger Gestalt dadurch, daß sie nicht den Charakter einer einheitlichen vulkanischen Schöpfung wahren; sie sind keine Berge, sondern schwarze Flächen, aus Lava gebildet, welche als emporquellender dünnflüssiger Brei das Gelände überflutet und sich dabei niemals zu einem Vulkanberge angehäuft hat."

Von schildförmigen Lavavulkanen schildert Verfasser den Lavavulkan Skjaldbreid, eines der größten Gebilde dieser Art. „Der Name Skjaldbreid bedeutet soviel wie „Schildbreit" oder „so breit wie ein Schild" und läßt somit erkennen, daß schon die alten Wikinge, die Island besiedelten, die Ähnlichkeit des Berges mit einem Schilde herausgefunden hatten.

Die Basis des Skjaldbreid hat etwa 12 *km* im Durchmesser, und der Gipfel erhebt sich um 330 *m* über seine Umgebung. Die Masse des Berges beträgt also bei einer Grundfläche von ca. 100 *qkm* und einer Höhe von 330 *m* etwa 12 *cbkm*.

Diese gesamte ungeheure Masse des Berges besteht aus Lava. Das geschmolzene Magma ist hier völlig ruhig ohne explosive Begleiterscheinungen von den vulkanischen Kräften emporgehoben worden. Was für eine Kraft gehört dazu, eine Masse zu heben, deren Gewicht nicht weniger als 600 000 Millionen Zentner beträgt.

Die Oberfläche des Berges ist ungemein rauh. Viele Tausende von Lavahügeln und Höckern erschweren den Aufstieg und verhüllen nahezu andauernd den Anblick des Gipfels.

Die Lavavulkane dieser Art sind in ihrem innern Aufbaue meist nicht zu erkennen. Nur da, wo Erdbebenspalten oder größere anderweitige Risse die Lava durchsetzen, da kann man einen etwas tiefern Einblick erhalten. Wie sich in diesem Falle erwiesen hat, besteht die Lava im Innern des Berges aus einer großen Anzahl von einzelnen Bänken. Jede einzelne Bank würde nach der bisherigen Auffassung einem besondern Ergusse entsprechen. Die Mächtigkeit dieser Lavaschichten beträgt indessen oft nur wenige Handspannen, ja sogar gelegentlich nur einige Zentimeter. Ergüsse dieser Art können sich nun unmöglich über die Berggehänge von derartig großen Dimensionen ausgebreitet haben. Die Unebenheiten der Lavaoberfläche hätten dies unbedingt verhindern müssen."

Mit der bisherigen Erklärung dieser Vulkane durch allmähliche Aufschüttung immer neuer Lavadecken stößt man also auf beträchtliche Schwierigkeiten, und Verfasser gibt dafür eine andere.

Nach seiner Auffassung ist der ganze Vulkan das Produkt eines einzigen gewaltigen vulkanischen Ergusses, welcher sich, wie ein durch eine Öffnung (den Eruptionskanal) gepreßter Brei ausgebreitet hat. Hierbei ist zuerst die Oberfläche erstarrt. Unter dieser verfestigten Masse bewegte sich das noch glutflüssige Magma weiter, bis auch dessen oberer Teil erstarrte. Es legte sich dann unter



Ed. Hch. Mayer, Verlag.
Leipzig.

Jahrbuch XVII, 1906.
Tafel IV.

Straße in Torre del Greco nach dem Aschenregen.

die erste Erstarrungsrinde des Vulkanes eine zweite Lavaschicht. Auf gleiche Weise unter diese eine dritte usw.

Die Schichtung der Lava wird dieser Auffassung nach also in der Tiefe unter einer bereits verfestigten Erstarrungskruste hervorgebracht. Als Ursache dieser Schichtung nehme ich die Bewegungen an, welche in dem noch flüssigen Teile vor sich gehen, die aber an den sich abkühlenden Außenflächen durch die Erstarrung des Magmas gehemmt werden.

Da das Magma in der Tiefe noch lange Zeit beweglich ist, kann der Fall eintreten, daß dieses an den Flanken oder der Basis des Berges von neuem hervorbricht. Dann entstehen große Hohlräume im Innern des Vulkanes. Stürzen diese ein, so entstehen große Einbruchskessel. Solche hat Verfasser namentlich schön an dem Lavavulkane nördlich vom Hvítárvatn am Rande des Lang-Jökull beobachtet. Die Kessel waren etwa 100 *m* tief und hatten einen Durchmesser von mehrern hundert Metern. Vier Gebilde dieser Art konnte er am Südabhange dieses Lavavulkanes feststellen. Gleiche Einsturzkessel finden sich am Lavavulkane Stóra Víti im Norden Islands. „Die Entstehung solcher Einsturzkessel,“ sagt Verfasser, „ist mit der bisherigen Erklärung von der Entstehung der Lavavulkane nicht in Einklang zu bringen. Wenn sich Lavadecke über Lavadecke absetzt, so können keine Hohlräume entstehen, durch deren Einsturz diese Kessel sich bilden können.

Seine Auffassung rekapituliert Verfasser wie folgt: Ein gewaltiger vulkanischer Ausbruch förderte die gesamte Masse zutage, welche den Lavavulkan aufbaut. Unter der ersten großen Erstarrungskruste dieses gewaltigen emporgepreßten Lavakuchens bildeten sich infolge der Bewegungen in dem noch glutflüssigen Teile des Magmas die Schichten. Durch Austreten großer Teile von Lava aus der Basis oder den Gehängen des Berges bildeten sich jene oben genannten Einsturzkegel.

Die Krater dieser Vulkane liegen nach dieser Erklärungsweise unter der gesamten Masse der Vulkane begraben. Die Berge selbst besitzen keinen Krater.“

Die Lavadeckenergüsse kommen auf Island noch weit häufiger vor als die Form der schildartig gestalteten Lavavulkane. Sie sind meist sehr viel unbedeutender. Die aus irgend einer Stelle hervorquellende Lava breitet sich aus, aber ohne daß gleichzeitig einer jener kuchenartig gestalteten Schildvulkane entstünde.

Die Ursache für dies verschiedenartige Verhalten der Lavamassen bei den Schildvulkanen und den Deckenergüssen führt Verfasser auf verschiedene Umstände zurück; erstens ist die hervorquellende Masse bei den Deckenergüssen im allgemeinen wohl geringer, zweitens ist das Magma bei weitem dünnflüssiger, so daß es sich sofort ausbreitet. Als dritter Umstand kommt hinzu, daß wohl die meisten der Lavadeckenergüsse nicht wie jene Lavaschilde

einer einzigen Eruptionsstelle entstammen, sondern von einer ganzen Spalte, die sich öffnete, ausgegossen wurden.

Diese Lavavulkane stehen demnach in Zusammenhang mit Spalten. Über den Spalten haben sich vielfach Krater gebildet, welche in einer Reihe angeordnet sind.

Die Masse der emporgedrängten Lava ist bei den Deckenergüssen keine so bedeutende, wie bei den Lavaschilden, gleichwohl sind es des öftern auch ganz ungeheure Mengen. So hat Helland das Volumen der Lavamassen, welche die Spalte der Laki im Jahre 1783 ausstieß, auf 12 320 Millionen Kubikmeter berechnet.

Die Lavamasse der Sveinagja in Mývatns Öraefi (v. Jahre 1875) wird von Thoroddsen auf 300 Millionen Kubikmeter veranschlagt.

Sind diese Schätzungen auch nur ganz ungefähre, so geben sie doch einen Begriff von der Masse, die der Vulkanismus auf diese Weise zutage fördern kann.

„Ein Verständnis der vulkanischen Wirksamkeit,“ sagt Verfasser, „liefern diese einzelnen Deckenergüsse, für sich betrachtet, nicht, vielmehr tut dies nur ihre Gesamtheit. Sind doch nur selten derartige Ergüsse isoliert erfolgt, meistens sind sie mit andern geschart. In der Nachbarschaft eines Deckenergusses hat sich ein zweiter gebildet usw. Auf diese Weise sind jene gewaltigen Lavafelder entstanden, welche sich einerseits im Südwesten der Insel, anderseits im Norden und Osten derselben nördlich vom Vatna (Jökull) finden.“

v. Knebel behandelt eingehender das Lavafeld im Südwesten, welches sich fast ohne Unterbrechungen vom Lavavulkane Skjaldbreid aus zum Kap Reykjanes, der südwestlichen Spitze Islands, erstreckt.

Diese gesamte Lavafläche (er nennt sie das Lavafeld von Reykjanes) nimmt ein Areal von etwa 2300 *qkm* ein. Die gesamte Masse der in geologisch jüngster Zeit emporgequollenen Lava besitzt ein Volumen von etwa 100 *ckm*.

Der Vorgang, welcher einen jeden der Deckenergüsse erzeugt, deren Gesamtheit ein solches Lavafeld bildet, ist dadurch charakterisiert, daß sich eine Spalte in der Erdkruste öffnet, welcher die emporgequollene Lava entströmt. Diese Ergußspalte kann nun eine wirkliche präexistierende Spalte sein, welche sich von neuem öffnet.

Der Vulkanismus kann sich aber auch eine solche schaffen, er ist in solchem Falle nicht tektonisch bestimmt, sondern im Gegenteile, tektonisch bestimmend.

Viele der Deckenlavaergüsse sind übrigens seiner Ansicht nach überhaupt nicht von Spalten ausgegangen; wenigstens deutet die Lage der Kratere nicht das Vorhandensein einer solchen an.

Weiter wendet sich Verfasser zur Betrachtung des Untergrundes der isländischen Vulkane. „Die ältesten Gesteine Islands sind tertiäre Basalte, welche einen aus Hunderten von Basaltdecken

aufgebauten Schichtenkomplex darstellen. Dieses basaltische Tafelland ist ein Teil der von Sir Archibald Geikie als regionale Basaltformation bezeichneten Masse, welche nicht nur Island, sondern auch Teile von Ostgrönland, ferner die Färöer und Teile von Schottland und Irland aufbaut. Überall zeigt diese regionale Basaltformation den gleichen Habitus und das gleiche geologische Alter, so daß an ihrer Einheitlichkeit kein Zweifel bestehen kann, wenn wir auch in den genannten Ländern und Inseln nur Teile dieser gewaltigen eruptiven Masse erblicken. Diese sichtbaren Landmassen erscheinen eben gegenüber der unter dem Meeresspiegel befindlichen übrigen Masse gehoben.

Die Mächtigkeit der regionalen Basaltformation wird von Keilhack auf 3000 bis 4000 *m* geschätzt. Man kann eine solche Mächtigkeit aus der Neigung der Basaltschichten berechnen, welche man in den tief in das Land (in der Richtung des Einfallens) eingeschnittenen Nordfjorden Islands beobachten kann.

Ein solches Gebilde kann man nach v. Knebel mit Stübels Panzerdecke der Erde vergleichen.

Während aber die Panzerdecke allumfassend zu denken ist, ist diese nordatlantische Tertiärpanzerung lokalisiert, wenngleich immerhin von ungeheurer Ausbreitung.

Innerhalb des Gebietes der regionalen Basaltformation ist der Vulkanismus nur noch auf Island wirksam, und zwar — geologisch gesprochen — ununterbrochen seit Abschluß jener Zeit, in welcher die Basaltformation gebildet wurde.

Auf Island sind diesen Basaltergüssen vulkanische Explosionen gefolgt, welche namentlich in den mittlern Teilen des Landes große Massen vulkanischen Tuffes über den Basalten ausgeworfen haben. Diese Breccienformation, welche unter dem Namen Palagonitformation bekannt ist, erreicht stellenweise eine Mächtigkeit von 1000 *m*; gewöhnlich aber ist sie nur einige hundert Meter mächtig.

Innerhalb der Palagonitformation kommen auch zahlreiche Deckenergußgesteine vor, deren Menge aber gegenüber jener der Breccien zurücktritt. Die Palagonitformation ist diluvialen Alters, wie zahlreiche glaziale Einlagerungen, die von Helgi Pjetursson und vom Verfasser beobachtet wurden, auf das deutlichste beweisen.

Die vulkanischen Breccien Islands könnten uns nun den Aufschluß darüber geben, welche Gesteine in der Tiefe verborgen sind. Denn die vulkanischen Explosionen, welche die Erdkruste zersprengt haben, mußten doch die Stücke derselben emporschleudern, so daß sie im Tuffe eingebettet uns erhalten bleiben mußten.

Nun haben sich aber keine ältern Gesteine gefunden, als die Basalte. Und die wenigen Stücke von diabas- und gabbroartigem Aussehen, welche gelegentlich gefunden wurden, stellen nicht, wie man früher vermutete, Stücke eines ältern Grundgebirges dar, sondern es sind Teile der Tiefenfazies junger Ergußgesteine.

Jedenfalls aber hat der Vulkanismus nirgends Gesteine zutage gefördert, welche bewiesenermaßen einer tiefern Zone entstammen, als der Basaltformation.

Wir glauben darum, den Sitz des isländischen Vulkanismus in den tiefern Zonen der dortigen regionalen Basaltformation und nicht in noch größerer Tiefe suchen zu müssen."

Schließlich kommt v. Knebel zu dem Ergebnisse, daß gerade die isländischen Vulkane unabhängig von Spalten sind, denn die Spalten erweisen sich dort als eine tektonische Folge und nicht als eine Ursache des Vulkanismus.

Die vulkanischen Vorgänge in Niederländisch-Ostindien waren im Jahre 1905 nur gering. Nach den Angaben des Meteorologischen Observatoriums in Batavia[1]) beschränkten sie sich auf folgendes:

Der Vulkan Sneroe in Ostjava ließ anfangs August Detonationen vernehmen, die von Feuererscheinungen im Krater und Aschenregen begleitet waren.

Der Vulkan Roeung (Sangiinseln) verursachte am 21. und 22. Mai Detonationen und in der nächsten Nacht Bodenerschütterungen, auch stürzte damals ein Wasserstrom vom Gipfel des Vulkanes. Bis Ende Mai wiederholten sich die Bodenerschütterungen in der Umgebung des Vulkanes mehrmals.

Der Vulkan Siaum hatte in der Nacht vom 21. zum 22. Mai einen Aschenauswurf.

Der im Sommer 1905 auf Savaii neuentstandene Vulkan ist von Dr. F. Linke bestiegen worden.[2]) „Der Aufstieg geschah an der Westseite des Lavafeldes. Es wurde festgestellt, daß die Lavawand nur noch 7 *km* von der Küste entfernt ist. Ein im Flußtale Matavanu vorgeschobener schmaler Strom ist Paia sogar schon bis auf $3^1/_2$ *km* nahe. Jedoch war hier alles erkaltet, wie überhaupt an der ganzen Westseite des Lavafeldes.

Der Krater war in voller Tätigkeit; seine Wand hatte sich an der Südost- und Westseite erhöht, die Nordseite war eingestürzt. Nach Nordosten gingen Lavaströme aus, die diesmal teilweise aus der Lücke der Kraterwand flossen, aber auch besondere Ausflußstellen im Nordosten des Kraters hatten. Nachts war die Tätigkeit besonders heftig; nach Sonnenaufgang hörte sie fast ganz auf, so daß man sich auf dem Lavafelde dem Kraterrande von seiner offenen Seite her nähern konnte.

Das Innere bot kein besonderes Interesse, da die Mündungen der vulkanischen Gänge durch die herabfallenden Auswurfsmassen bedeckt waren. Jedoch hatte Dr. Linke von hier oben einen guten

---

[1]) Natuurkundig Tijdschrift voor Ned. Indii. **66**. afl. 3 en 4 Weltevreden 1906.

[2]) Deutsches Kolonialblatt 1906. p. 17.

Blick über das gesamte Lavafeld, das ich auf 15 bis 20 *qkm* schätzte. In der letzten Zeit hatte die Lava besonders nach Nordosten Fortschritte gemacht und dort die Eingeborenenpflanzungen von Matauta und Saleaula vernichtet. Da die Täler und Niederungen meist die fruchtbarsten Gegenden sind, die Lava aber in den Flußbetten herabkommt und die Niederungen zuerst ausfüllt, werden naturgemäß die Pflanzungen zuerst betroffen.“

Der vulkanische Ausbruch auf Savaii 1905. Ein deutscher Ansiedler schreibt darüber: Die vulkanische Tätigkeit begann am 28. Juli mit einer Reihe teilweise recht heftiger Erdbeben, die sich auf drei Tage verteilten und mich bewogen, einige Nächte außerhalb meines Steinhauses in einem Schuppen zu schlafen. Allgemein erwartete man einen neuen Ausbruch des 1902 entstandenen Kraters, doch geschah nichts dergleichen. Die Erdstöße wiederholten sich zunächst nicht mehr, abgesehen von den geringen Erschütterungen, wie sie hier zu den fast alltäglichen Erscheinungen gerechnet werden. Ich war daher nicht wenig überrascht, als mir am 5. August zwei meiner Arbeiter die Mitteilung machten, daß sie sich fürchteten, weiter auf meiner Pflanzung zu bleiben, da ganz in der Nähe, in der vorhergehenden Nacht gegen 11 Uhr ein neuer Krater entstanden sei, dessen Getöse und Feuerschein ihnen jeden Schlaf unmöglich gemacht hätte. Sofort machte ich mich nach der von meiner Pflanzung Vaipouli eine Stunde entfernten Stelle auf. Der neue Vulkan liegt südlich der Ortschaft Matautu, nicht auf dem Zentralgebirgsstocke, sondern nur einige hundert Meter hoch am Beginne der Vorberge. Der Krater selbst befindet sich in einem großen Tale, von den Samoanern Matavanu genannt, das sich westlich in der Richtung auf das Dorf Safotu erstreckt. Nach einer Woche erhob sich der Krater schon bedeutend über die vorliegenden Hügelketten. Die mächtigen Flammen, in denen mit dem Glase deutlich die ausgeworfenen Steine zu erkennen waren, und die rotbeleuchteten dunklen Rauchwolken gaben ein prächtiges Schauspiel. Zum Krater zu gelangen, glückte uns das erste Mal nicht; es war äußerst heiß, und ich hatte kein Wasser mitgenommen. Erst am 9. August drang ich mit Freunden bis dahin vor, d. h. so nahe man noch ohne Gefahr vordringen konnte. Der Aufstieg ging von Matautu aus an Vaipouli vorbei durch die Pflanzungen der Europäer und Halbweißen zunächst auf den öffentlichen fahrbaren Straßen, später in deren Verlängerung, ohne unangenehme Steigungen langsam bergan. Die ersten anderthalb Stunden legte ich zu Pferde zurück; an einer geeigneten Stelle band ich das Tier an und setzte meinen Weg zu Fuß fort. Nach einer weitern Stunde hatten wir den Anfang des östlichen Lavastromes erreicht, der sich langsam, aber stetig in Länge und Breite ausdehnte. Die Hauptmasse dieser Lava besteht aus großen rotbraunen oder gelbbraunen Steinen. Noch etwas weiter oberhalb hat die Lava das

Tal bereits ausgefüllt und beginnt, den trennenden Rücken zum Nebentale zu überfluten. Das ist die unangenehmste Wegstrecke, da die Straße der vorrückenden Masse wegen fast stündlich verlegt werden muß; so war unser Hinweg bereits bei der Rückkehr stellenweise verschwunden, obgleich kaum eine Stunde vergangen war. Je näher man dem Krater kommt, um so tiefer und grobkörniger wird die Schicht der tiefschwarzen Asche. Kleine Bäume werden von der fortschreitenden Lavamasse einfach umgedrückt, die Urwaldriesen aber werden stehend umschlossen, brennen langsam ab und stürzen mit noch grüner Krone um, allmählich langsam verkohlend. Der Krater macht zunächst den Eindruck von drei verschiedenen Bergen; das rührt daher, daß der Rand von Lavaströmen durchbrochen ist. Die beiden mächtigsten Ströme gehen nach Westen und nach Osten. Der östliche Strom gabelt sich später, sein längster Arm ist etwa $2^1/_2$ *km* lang, seine Breite beträgt stellenweise mehrere hundert Meter. Sollte er in derselben Weise wie bisher weiterfließen, so dürfte er in einem Monate das Meer etwa bei Lealatele erreichen. Der westliche Lavastrom ist bereits bedeutend weiter zur Küste vorgedrungen, er bedroht zurzeit die Pflanzungen der Ortschaft Lafotu und wird wahrscheinlich in der Nähe dieses Ortes zur Küste gelangen, falls der Ausbruch andauert. Der Vulkan arbeitet mit der Gleichmäßigkeit einer guten Maschine; die einzelnen Ausbrüche folgen sich in ganz kurzen Zwischenräumen unter einem Geräusche, das von ferne der Brandung des Meeres gleicht, in der Nähe an das Geräusch der großen Förder- oder Pumpmaschinen eines Bergwerkes erinnert, nur etwas lauter. Erst in den letzten zwei Tagen geht das Geräusch zuweilen in Donner über, wobei eine schmale lange Stichflamme aus dem Krater bricht.

Über die Entstehungsweise der Calderen verbreitete sich W. v. Knebel[1]) gelegentlich einer Schilderung der Caldera von Palma (Caldera de Taburiente). Das Calderaproblem tauchte zuerst bei Leopold v. Buch auf, als derselbe die Insel Palma besucht hatte. Er kam zu der Überzeugung, daß wir in dem Calderagebirge eine blasenförmige Auftreibung der Erde, also einen Erhebungskrater hätten, dessen zentraler Teil zusammengebrochen oder durch gewaltige Explosionen herausgeschleudert sei. Das ganze Gebirge von Palma wäre also nach dessen Aufschüttung infolge vulkanischer Eruptionen durch jene mutmaßlichen Erhebungen emporgewölbt.

„Die Buch-Humboldtsche Theorie der Erhebungskrater hat sich späterhin in ihrer Allgemeinheit, und zwar besonders im Hinblicke auf das phantastische Beiwerk, mit dem sie ausgestattet war, als irrig erwiesen, und in den Kanarischen Inseln, jenem klassischen Gebiete der Erhebungskrater, wurde von Hartung, Reiß und

---

[1]) Globus 1906. **90**. Nr. 20.

v. Fritsch der Versuch gemacht, darzutun, daß die Calderen keine Erhebungskrater sind.

Die Studien auf den andern Inseln des kanarischen Archipels führten ebenfalls zu dem Ergebnisse, daß die in ihnen vorhandenen Calderabildungen alle miteinander keine Erhebungskrater wären. Sowohl die Caldera des Pik von Teneriffa als die Calderen der Tirajana und Tejeda in Canaria werden als Produkte der Erosion geschildert, und ihre vulkanische Entstehung wird abgeleugnet.

In andern Ländern aber ist seit jenen Jahren die Kenntnis des Vulkanismus fortgeschritten. Man fand die große Häufigkeit von Calderabildungen in allen Vulkandistrikten, und man lernte allmählich gewaltige vulkanische Paroxismen kennen, die Gebilde schufen, die durchaus ähnlich den Calderen sind. Die Ansicht von Hartung, Reiß und andern, daß die Calderen lediglich Erosionsgebilde seien, hat sich infolgedessen niemals völlige Anerkennung geschaffen, und in den meisten Lehrbüchern der Geologie und Geographie wird auch die Caldera von Palma als ein vulkanisches Gebilde bezeichnet.“

Die Frage ist nur, ob wir in den Calderen Erosionsgebilde, Erhebungskrater oder Explosionskrater zu erblicken haben. Letzteres ist nach v. Knebel bei der Caldera von Palma völlig ausgeschlossen, er trägt auch Bedenken, die Erosion als alleinigen Faktor gelten zu lassen. Seine Auffassung über die Entstehung der Caldera geht dahin, daß zwei Kräfte zu unterscheiden sind, nämlich erstens die vulkanischen Kräfte, welche die Tiefengesteine emporgetrieben, und zweitens die abtragenden Kräfte, welche die infolge Auftriebes erschütterten und zersprengten Gesteinsmassen hinweggeführt haben.

„Ich kann nicht umhin, auszusprechen,“ sagt v. Knebel, „daß das Ergebnis meiner Studien im Grunde genommen genau das gleiche ist wie das, zu dem vor fast einem Jahrhunderte Leopold v. Buch gelangte. v. Buch nahm an, daß vulkanische Gasmassen die Schichten aufgewölbt haben. Ich nehme an, daß diese Aufwölbung infolge einer Masse entstanden ist, die durch vulkanische Kräfte emporgedrückt wurde. Nach dem heutigen Stande unserer Wissenschaft wird man allerdings wohl kaum mehr annehmen dürfen, daß vulkanische Gase derartige Auftreibungen der Erdrinde zustande bringen könnten. Gasmassen, so sollte man meinen, würden die Erdrinde, sobald sie geborsten oder erschüttert ist, einfach durchbrechen. Anders aber steht es mit vulkanischen Magmamassen. Der vulkanische Schmelzfluß ist, wie zuerst Gilbert in den Henry Mountains in Nordamerika nachwies, sehr wohl imstande, in die feste Erdrinde sich einzupressen und, ohne an die Oberfläche zu gelangen, große Schichtenmassen emporzuwölben; solche Gesteinsmassen, die in dieser Weise in der festen Erdkruste erstarrt sind, hat Gilbert mit dem treffenden Namen Lakkolithe (Gewölbesteine) bezeichnet. Solche Lakkolithe hat man seitdem in andern Teilen Amerikas, ferner

in Europa und andern Gebieten aufgefunden oder auf ihr Vorhandensein mit ziemlicher Sicherheit schließen können.

Die Lehre von den Erhebungskratern Leopold v. Buchs ist also, nachdem sie für völlig erledigt gehalten wurde, in etwas anderer Form — d. h. ohne das phantastische Beiwerk, mit dem die ersten Vertreter dieser Lehre sie ausschmückten — wieder auferstanden. Nur hat man gefunden, daß die Hebung der echten Erhebungskrater durch empordrängenden Schmelzfluß entstanden ist."

Schließlich bemerkt v. Knebel: „Das Problem der Calderaentstehung ist zu einem gewissen Abschlusse gelangt. Wir können nur mit mehr oder weniger großer Wahrscheinlichkeit den Wert der einzelnen Theorien abwägen. Dies aber müssen wir wohl festhalten, daß wir kaum berechtigt sind, aus der Entstehungsart der Caldera von Palma Schlüsse zu ziehen auf die Entstehungsweise der Calderen in den übrigen Teilen der Erde. Scheinen doch selbst, wie meine Studien gezeigt haben, die Calderen des kanarischen Archipels, teilweise wenigstens, verschiedener Entstehung zu sein. Ferner ist die vulkanische Entstehungsart wohl zweifellos. Wie sollten denn die Calderen sonst nur in den Zentren großer vulkanischer Gebirge auftreten?"

Den Felszahn des Mont Pelé und die Verhältnisse des Vulkanes im Februar 1906 bespricht Prof. A. Heilprin auf Grund seines Besuches in „Science" vom 6. Juli d. J. Die Zweifel, die über Bildung und Charakter der den großen Pelémonolithen bildenden Gesteinsmasse herrschten, können nach Heilprin jetzt für beseitigt gelten. Auch hat eine vielmonatige Ruhezeit des Vulkanes bewirkt, daß man ihn jetzt leichter untersuchen kann. Der Peléobelisk besteht nur in seiner Grundruine, dem schartigen Helme, der noch in teilweise getrennter Verbindung aus dem Gipfel des stützenden Domes heraustritt, und in einer Wildnis von Trümmern aus kleinen und großen Bruchstücken, die einen Teil der Oberfläche des Domes bedeckt und einen beträchtlichen Teil der umgebenden Höhlung (rainure) ausfüllt, welche den Dom vom Walle des alten Kraterbassins trennt. Heilprin kam am 27. Februar d. J. nach einem ungewöhnlich leichten Aufstiege auf den Boden des alten Kraters, indem er über den scharfen Rand des nordöstlichen Walles kletterte, und war bald unter den Blockmassen des zerstörten Obelisken. Bruchstücke von 1 *m*, aber auch solche von 3 bis 8 *m* Durchmesser lagen überall umher und zeigten dieselbe Zusammensetzung. Das Gestein ist ein fester lichtgrauer und ganz kristallinischer Hypersthenandesit, ohne Blasen und ohne jede blasige oder obsidianähnliche Struktur und mit feinkörniger Basis. Es scheint zu Lacroix' Typus IV (quarzitische Andesite) der vom Vulkane ausgeworfenen Massen zu gehören. Es kann allerdings sein, daß in jetzt überdeckten und nicht mehr zugänglichen Trümmerteilen Bruchstücke von mehr oder weniger

blasiger oder schlackiger Natur vorkommen. Über die Blöcke hinwegsteigend, erreichte Heilprin eine beträchtliche Höhe am Dome selbst und passierte eine Anzahl von Fumarolenöffnungen mit noch recht lebhafter Rauchentwicklung. Häufchen winzigen Farnkrautes beginnen über ihnen zu wachsen. Die teilweise freien Lavaflüsse, die als Rippenbildungen in die Masse des Domes eindringen, scheinen ebenfalls fester Andesit zu sein. Der Ton der fallenden Massen, der mit dem beim Brechen von Glas und Porzellan entstehenden verglichen worden ist, während den Massen ein möglicherweise blasige Struktur zugeschrieben wurde, geht von dem kompakten Andesite aus. Bezüglich des Ursprunges und der Bildungsart des herausgepreßten Andesitmonoliths hält Heilprin an seiner alten Ansicht fest, wonach jener einen alten Pfropfen oder Kern darstellte, der nach Art der Riesengranitmasse des Puy Chopine der Auvergne emporgehoben war. Zum Schlusse bemerkt Heilprin, daß entgegen anders lautenden Meldungen, der Pelé zu Beginn dieses Jahres nicht in Tätigkeit und bei den Erdbeben auf Santa-Lucia und Martinique am 16. Februar nicht beteiligt war. Der Dom stößt in seinen obern Teilen noch in ruhiger Weise Dampf aus.[1])

Ursprung und Herd der vulkanischen Kraft. Nach A. Stübels Tode hat sich in seinem Nachlasse eine große Arbeit vorgefunden, in der er seine Anschauungen nochmals begründet, und die nunmehr als dritter Teil des großen Werkes: „Die Vulkanberge von Colombia", durch Theodor Wolf veröffentlicht wurde. Hier gibt Stübel die letzte Darstellung einer Vulkantheorie.

Nach Stübels Annahme bildete sich in der frühesten Zeit der Erde an deren Oberfläche eine Erstarrungskruste, die von Eruptivergüssen immer wieder durchbrochen, schließlich doch zu einer dicken, festen Gesteinsschale anwuchs, welche er „Panzerdecke" nennt. Sie schloß das Äußere von dem Innern der Erde ab, allein in dieser mächtigen Panzerdecke blieben von den Ausbrüchen des Innern große, abgeschlossene Herde glühendflüssiger Materie zurück, die sich als solche durch Millionen von Jahren erhalten konnten. Sie oder noch beschränktere, von ihnen mit glühendflüssigem Materiale versehene peripherische Herde sind die Quelle der vulkanischen Glutprodukte. Die Ergießung glutflüssigen Magmas ist der Zweck der Eruptionen, und die Energie, welche wir als vulkanische Kraft bezeichnen, ist das Eruptivbestreben des erkaltenden Magmas. Der äußere Effekt der Eruption wird ein um so gewaltigerer sein, je größer der Widerstand ist, den die über dem Herde lastenden Gesteinsschichten dem Durchbruche der glutflüssigen Massen entgegenstellen. Je größer also das Volumen, und je größer die Spannung innerhalb der Füllmasse eines Herdes ist, um so größer wird auch das mit einem Male zutage geförderte Quantum des glutflüssigen Magmas sein, um so umfänglicher und höher wird ein vulkanischer Berg ausfallen, der an der Erdoberfläche zur Aufstauung und Aufschüttung gelangt, und an dem Aufschüttungsmateriale werden auch einen nicht unbeträchtlichen Anteil die toten Gesteinsmassen nehmen, die sich im Ausbruchsschachte angehäuft hatten.

Die Vulkane selbst teilt Stübel in monogene und polygene. „Es gibt," sagt er, „vulkanische Herde, die den Gleichgewichtszustand ihres glutflüssigen

[1]) Globus 1906. p. 163.

Inhaltes durch einen einzigen Ausbruch auf immer wieder erlangten, so daß die oberirdischen Baue, die für ehemalige Eruptionszentren bis auf den heutigen Tag Zeugnis ablegen, für alle spätere Zeit außer Tätigkeit gesetzt blieben und stets bleiben werden. Daher die große Zahl erloschener Vulkanberge von allen Dimensionen. Die Schöpfungen dieser Herde sind die monogenen Baue der vulkanischen Kräfte. Daß es solche geben muß, ist a priori anzunehmen, man hat sie in kleinem Maßstabe sogar in geschichtlicher Zeit entstehen sehen; es fragt sich nur, bis zu welcher Größe solche monogene Baue aufgeführt werden konnten. Wir sind der Meinung, daß gerade die umfänglichsten aller Vulkanberge, wenn auch nicht immer die höchsten, auf diese Art gebildet worden sind. Nur darf nicht übersehen werden, daß ein solcher Bau, nachdem er vollendet war, Jahrhunderte, ja vielleicht Jahrtausende lang die Rolle eines tätigen Vulkanes gespielt hat, ohne jedoch dadurch noch wesentlich an Höhe und Umfang zu gewinnen, und daß die Masse des Berges selbst einem langsamen Erkaltungsprozesse unterworfen war, der lokale Ausbruchserscheinungen, zeitigte, an verschiedenen Punkten seiner Oberfläche Lavaströme ergoß und Eruptionskegel aufwarf, die aber mit dem ursprünglichen Tiefenherde des Berges nicht in direkter Verbindung standen.

Es gibt aber auch solche vulkanischen Herde, in denen sich das gestörte Gleichgewicht der in ihnen aufgespeicherten Schmelzmassen erst durch einen zweiten, von dem ersten zeitlich weit abliegenden Ausbruche wieder herstellt und erst dann auf immer erhalten bleibt. — Wenn sich infolge des zweiten Ausbruches gleichfalls ein bergartiger Bau bildet, so wird dieser auf oder auch neben den der ersten Eruption zu stehen kommen, und nur ausnahmsweise dürfte der erste Bau durch das Material des zweiten Ausbruches in seiner Anlage so ergänzt werden, daß eine scharfe Unterscheidung der Schöpfungen beider Ausbruchsepochen nicht mehr möglich wäre. Häufig aber beschränkt sich auch das zweite große Wiedererwachen eines Herdes lediglich auf die Ergießung massiger Lavaströme.“

Die polygenen Vulkanberge charakterisieren sich durch intermittierende Tätigkeit mittels eines Kommunikationsschachtes, durch welchen schon sehr geringfügige Vorgänge im Herde zur Tätigkeit an der Oberfläche führen.

„Vulkanische Herde die ihre Erschöpfbarkeit durch einen einzigen, überaus gewaltigen Ausbruch bekundet haben und nachher allenfalls nur noch einige relativ geringe Äußerungen ihrer ersterbenden Kraft gaben, sind unter den sogenannten erloschenen Vulkanbergen in großer Zahl vorhanden, und zu ihnen gehören gerade auch die in ihren Dimensionen bedeutendsten Baue der vulkanischen Kräfte, welche die Erdoberfläche in den Hochländern von Süd- und Mittelamerika, auf manchen der atlantischen Inseln und in vielen andern Gegenden aufzuweisen hat. Die äußern Formen dieser monogenen Vulkanberge gestalten sich aufs mannigfaltigste.

Vulkanische Herde, die in ihren oberirdischen Bauen eine zweimalige Ausbruchsperiode erkennen lassen, gibt es vielleicht in noch weit größerer Zahl, und am beachtenswertesten sind unter ihnen jedenfalls diejenigen, welche bei dem zweiten Erwachen der vulkanischen Kräfte nicht nur Lavaströme ergossen, sondern aus ihren Eruptionsprodukten neue Berge errichteten. Zu den vulkanischen Schöpfungen dieser Art gehört vor allem die typische Verbindung von zwei Bergen, wie wir sie im Vesuv und Somma kennen, und die sich in auffallender Übereinstimmung in andern vulkanischen Gebieten bald mehr, bald weniger ausgeprägt wiederholt, z. B. in der Rocca Monfina, auf der Insel Fogo, auf Teneriffa, am Vulkane von Pasto in Colombia, am Mojanda in Ecuador, in Santorin und selbst am Ätna nicht fehlt.

Die Mannigfaltigkeit der Formen in den Bauen, die der ersten Tätigkeitsperiode der vulkanischen Herde entstammen, ist eine überaus große. An dem einen Ende der Reihe steht der mit geringem Neigungswinkel ansteigende, vielleicht kraterlose Kegelberg, an dem andern der Berg mit weiter, kesselförmiger Vertiefung (mit der in Form und Umfang so wechselnden Caldera),

und zwischen beiden stehen Berge, die sich bald dem einen, bald dem andern Typus nähern.

Aber fast noch unerschöpflicher in ihrer äußern Gestaltung sind die Werke, die das zweite Erwachen des Herdes hervorbringt. Hier sehen wir an dem einen Ende der Reihe den einfachen, weithin geflossenen, vielleicht hier und dort hügelig angestauten Lavastrom, an dem andern den steil aufsteigenden, einen Kraterschacht umschließenden Kegelberg, und innerhalb dieser beiden Grundformen bemerken wir, in verschiedenen Größen ausgebildet, einzeln oder zu Gruppen verbunden, die mannigfaltigsten Zwischenglieder.

Da nun die Doppelberge aus der Verbindung eines Baues der ersten Reihe mit einem der zweiten hervorgehen, und dabei die verschiedensten Größenverhältnisse ins Spiel kommen, so läßt sich leicht ermessen, welche außerordentliche Mannigfaltigkeit in der äußern Erscheinung der Doppelberge möglich ist. Aber auch in den kompliziertesten Fällen, und selbst dann, wenn beide Berge mehr oder weniger ineinander verwachsen sind, und nicht, wie etwa bei Vesuv und Somma, auf oder nebeneinander stehen, wird das genetische Moment zweier Ausbruchsperioden in den meisten Fällen noch deutlich erkennbar bleiben."

„Solange man," sagt Stübel, „immer von der Voraussetzung ausging, daß alle vulkanischen Berge nur durch eine Jahrtausende hindurch fortgesetzte, periodische Tätigkeit, wie wir sie noch gegenwärtig an den Vulkanen wahrnehmen, gebildet werden könnten, hat man sich auch die Calderaberge als auf gleiche Art entstanden gedacht, und z. B. für die Somma, deren Durchmesser etwa 3 *km* beträgt, angenommen, daß der Berg ursprünglich doppelt oder dreifach so hoch gewesen sei, als er gegenwärtig ist, worauf auch der Neigungswinkel der den äußern Abhang bedeckenden Gesteinsbänke hinzudeuten schien. Diese Annahme forderte auch die andere, daß zugleich der Kraterschacht so weit eingeengt worden sei, als es notwendig erschien, um die Lavaergüsse und Schlackenauswürfe vom Gipfel des Berges aus geschehen zu lassen. Dann wäre allerdings der Vesuv einer der höchsten Vulkane der Erde gewesen. Die ganze Bergmasse, die jetzt fehlt, um sich die Somma zu einem etwa 3000 *m* hohen Kegelberge ergänzt zu denken, müßte also in einer relativ sehr späten Zeit erst in sich zusammengebrochen und in die Tiefe gesunken sein. Die Unhaltbarkeit dieser Auffassung liegt aber auf der Hand, wenn man sich vergegenwärtigt, daß es andere Berge gibt, deren Durchmesser ein noch weit beträchtlicherer ist, als der der Somma, so daß dann den gedachten Aufschüttungskegeln ganz beispiellose und durchaus unwahrscheinliche Höhen beigemessen werden müßten. Eine befriedigende Erklärung des Sachverhaltes vermag diese Annahme also sicherlich nicht zu gewähren, und dennoch können nur Einstürze als die alleinige Ursache für die Entstehung der Calderen angenommen werden.

Da nun Calderaberge in so großer Zahl und tektonischer Übereinstimmung in allen Vulkangebieten der Erde auftreten, so muß notwendig vorausgesetzt werden, daß die Grundursache, die solche Einstürze bewirkt, in allen Fällen die gleiche ist, und sicherlich keine solche, die auf dem Eintritte äußerer Zufälligkeiten beruht; sie muß unabänderlich mit der Äußerungsart der vulkanischen Kräfte selbst in innigem Zusammenhange stehen. Dann aber bleiben uns nur zwei Annahmen zur Erwägung offen: entweder erfogt der Einsturz am Schlusse der ersten gewaltigen Ausbruchsperiode, derjenigen nämlich, welche den Berg in seinem ganzen Umfange aufstaut und aufwirft, oder er wird hervorgerufen durch das zweite Erwachen der vulkanischen Kräfte, dem, wie unsere Wahrnehmungen ergaben, stets eine lange Ruhepause vorausgeht.

Das zweite Erwachen eines vulkanischen Herdes, das doch den Zweck hat, aufs neue den Weg nach der Oberfläche zu bahnen, einen alten, seit Jahrtausenden verschütteten Tiefschacht wiederum gangbar zu machen, muß gewiß in vielen Fällen mit großen Gewaltäußerungen vor sich gegangen sein.

Indessen da sehr viele Calderaberge Zeugnis dafür ablegen, daß ihre Herde niemals in eine zweite Eruptionsepoche eingetreten sind, so wird man gewiß nicht fehlgreifen, wenn man als den wahrscheinlichsten Fall annimmt, daß der Zusammensturz, aus dem die Caldera hervorging, am Schlusse der ersten Ausbruchsperiode eingetreten ist.

Den Schluß dieser Ausbruchsperiode bezeichnet der Zeitpunkt, zu welchem ein großer Teil des glutflüssigen Magmas, das den Durchbruch erzwang und im gewaltigen Aufschäumen seine Spannung verlor, in die Tiefe zurücksank, wodurch im Kraterschachte ein Hohlraum entstehen mußte, welcher dem kubischen Inhalte der um und über seiner Mündung aufgestauten Bergmasse annähernd entsprach. An der Somma — um bei dem bekanntesten Beispiele stehen zu bleiben — schätzen wir die Höhe dieser Bergmasse auf keine viel beträchtlichere als die, welche die Gipfel ihrer nordöstlichen Hälfte noch gegenwärtig zeigen; nur von der ganzen südwestlichen Hälfte des Baues ist die Umwallung des großen Kessels schon damals weit tiefer herab zusammengebrochen, als auf jener. Der Einsturz hat wahrscheinlich bereits stattgefunden, als die domförmig aufgewölbte Kernmasse des Berges, die, wie auch der zurückgebliebene Teil der Somma, aus lavadurchsetztem Konglomerate bestand, sich noch in einem glutzähen Zustande befand. Für den Kraterschacht, in den sie hinabsank, als der Herd die Förderung neuer Massen einstellte — und dieser Zeitpunkt mußte im Verlaufe des Vorganges eintreten —, darf die Weite seiner trichterförmigen Öffnung in unserm speziellen Falle gewiß auf 1 bis 2 *km* geschätzt werden. Wie aber von der Größe der trichterförmigen Öffnung der Umfang, so hängt von deren Gestalt wohl in allen Fällen die bald mehr kreisförmige, bald mehr elliptische Form des zurückbleibenden Zirkuswalles ab.

Die in die Tiefe gesunkenen Gesteinsmassen vermögen natürlich den Kraterschacht so fest abzuschließen, daß ein Ausbruch erst wieder nach unermeßlich langer Zeit möglich wird. Daher die lange Ruhepause zwischen der ersten Erschöpfung eines Herdes und seinem zweiten für uns bemerkbaren Erwachen; daher die so auffällige Tatsache, daß es zumeist Calderaberge sind, die in die Form der Doppelberge vom Somma-Vesuv-Typus übergeführt werden, und zwar dadurch, daß auf dem Boden der Caldera über der frühern Schachtmündung der neue Ausbruchskegel aufgeworfen wird. Da aber der neue Kanal, den sich die vulkanischen Kräfte im Laufe von Jahrtausenden durch die den alten weiten Kraterschacht erfüllenden Schutt- und erstarrten Schmelzmassen erbohrten, jetzt nur noch der Abführung weit geringerer Mengen glutflüssigen Magmas zu dienen hatte, blieb er viel enger und der plötzlichen Absperrung durch Einsturz weniger ausgesetzt.

Ein vulkanischer Herd wird also nur dann einen „Vulkan" im gewöhnlichen Sinne des Wortes hervorbringen, wenn er sich in seiner ersten Ausbruchsperiode, bei der Bildung eines „monogenen" Baues, nicht vollständig erschöpfte, und erst bei einer zweiten Abführung glutflüssigen Magmas den alten, durch Einsturz abgeschlossenen Eruptionsschacht aufs neue eröffnet und so gangbar erhält, daß sich von nun an alle Vorgänge in der Tiefe des Herdes bis zur oberirdischen Mündung des Kraterschachtes, um die sich zugleich die neuen Auswurfsprodukte zu einem höher und höher emporwachsenden Kegelberge anhäufen, in wahrnehmbarer Weise übertragen.

Es gibt unter den tätigen Vulkanen der Gegenwart sicherlich keine, die dem Begriffe entsprächen, den man häufig damit verband, d. h. Berge, zu sein, die als Grundfläche die planetare Erstarrungskruste hätten und berufen wären, in alle Ewigkeit fortzudampfen, auch Eruptionen zu machen, welche nicht innerhalb bestimmter Intensitätsgrenzen lägen und in ihrer Gesamttätigkeit nicht eine sehr merkliche Abnahme des Volumens ihrer Lavaergüsse erkennen ließen."

Nach Stübel ist die Entstehungsweise der halbkreisförmigen alten Umwallungen (oder Caldera) um manche Vulkane durch das Zurücksinken des Magmas zu erklären, während andere Vulkanologen diese Bildungen durch

Explosion oder auch durch Erosion und sukzessiven Abbruch der Zirkuswände erklären. Offenbar sind dies sämtlich mögliche Vorgänge, aber gegen diese Ansichten spricht vor allem die Mondoberfläche, wo zahlreiche und große halbkreisförmige Ringwälle vorhanden sind, die man als wirkliche Calderas bezeichnen muß.

Man kann überhaupt die vulkanische Tätigkeit der Erde in sehr entlegener Vorzeit sich kaum großartig genug vorstellen. Unsere heutigen Vulkanberge, selbst die mächtigsten, sind daneben gewiß nur kleine und lokale Erscheinungen. „Es ist wohl selbstverständlich," sagt Stübel, „daß in den unterirdischen Herden, welche das glutflüssige Magma bergen, so enorm hohe Temperaturen herrschen, daß es dort zu einer Abscheidung von Schlacken, zu einer Bildung von Bimsstein und Asche nun und nimmermehr kommen könnte. Die Schlackenbildung wird erst dadurch hervorgerufen, daß das glutflüssige Magma eine Abkühlung erfährt, und diese tritt ein, indem es in den Schächten, die es sich nach und nach eröffnet, aufsteigt und in kältere Zonen der obern Erdkruste gelangt. Aber unsere Vorstellung von diesem Vorgange würde gewiß eine sehr mangelhafte sein, wenn wir annehmen wollten, daß hier Schächte und Ausbrüche in Frage kämen, die sich mit denen unserer zeitweilig tätigen Vulkane vergleichen ließen. Wenn auch einige derselben in geschichtlicher Zeit eine wirklich gewaltige Tätigkeit entfaltet haben, so dürfte solche doch noch weit hinter der zurückstehen, welche in frühern Perioden stattgefunden hat, z. B. in jener, in der monogene Vulkanberge entstanden, deren Höhe oft mehr als 1000 *m* beträgt, und deren zentrale Hauptmasse, eine Caldera zurücklassend, wieder in die Tiefe versank.

Bevor es aber zur Bildung derartiger monogener Berge kommen konnte, haben unzweifelhaft aus dem gleichen Herde nicht einmal, sondern viele Male gewaltige Ergüsse glutflüssigen Magmas stattgefunden, die alle mit ähnlichen Rückzügen des Magmas abschlossen, ohne daß überhaupt Berge aufgeworfen worden wären, denn der Zweck der Eruption ist, wie wir wissen, die teilweise Entleerung des Herdes, und in diesem Vorgange, in diesem wiederholten Aufwallen des Magmas bis zur Oberfläche und einem ebenso oftmaligen Zurücksinken in den Herd dürfen wir mit großer Wahrscheinlichkeit die Entstehung so ungeheurer Massen toten Materiales erblicken.

Die gewaltigsten Auswürfe solchen Materiales dürften, wenigstens was das Vulkangebiet des südlichen Italiens anbelangt, bereits zu einer Zeit stattgefunden haben, als die vulkanischen Berge, die sich jetzt dort erheben, noch nicht vorhanden waren. Somma-Vesuv, Ischia, Rocca Monfina und die Kraterbecken der Phlegräischen Felder verhalten sich zu den großen Eruptionszentren, aus denen die ungeheuren Tuffmassen ihrer Umgebung hervorgingen, wahrscheinlich nicht anders, als etwa die Monti Rossi zum Gesamtbaue des Ätna.

Die bergartige Aufhäufung sowohl glutflüssigen, als auch toten Materiales kennzeichnet in allen Fällen ohne Ausnahme das Ersterben der vulkanischen Kraft eines Herdes, das letzte Stadium seiner Tätigkeit. Auch der monogene Vulkanberg macht hiervon keine Ausnahme; er ist nur das letzte große Glied in einer langen Kette der um Äonen zurückliegenden gewaltigen Äußerungen des Erdinnern, aus denen notwendig erschöpfliche Herde hervorgehen mußten. Alle vulkanische Tätigkeit, die der Bildung des monogenen Baues später folgt, und die in der Gegenwart die ausschließliche ist, der alle polygenen Ausbruchskegel angehören, darf als verschwindend, nur als das Flackern einer verlöschenden Lampe betrachtet werden, im Vergleiche mit den Ausbrüchen, die sich selbst noch in der Ablagerungszeit der jüngsten Sedimentformen zugetragen haben, und deren Eruptionsprodukte zwischen den Gliedern dieser eingeschaltet liegen."

„Das wichtigste Ergebnis unserer Betrachtung," schließt Stübel, „ist sicherlich die Erkenntnis, daß die Anhäufung von vulkanischem Materiale in Bergform nicht etwa den Beginn der Reaktionen aus dem Erdinnern und deren spätern Verlauf kennzeichnet, sondern höchstwahrscheinlich nur als

Schlußakt aller vulkanischen Tätigkeit des ehedem glutflüssigen Erdkörpers betrachtet werden darf.

Der Vulkanberg ist also seiner genetischen Bedeutung nach nichts anderes als eine Ablagerungsform eruptiver Gesteinsmassen, die über einen bestimmten Zustand desjenigen Herdes Aufschluß gibt, aus dem diese hervorgegangen sind. In jedem Falle aber beweist der Vulkanberg durch sein Dasein, daß die glutflüssige Füllmasse eines Herdes schon in ein sehr spätes, vielleicht in das letzte oder bereits abgeschlossene Stadium ihres Erkaltungsprozesses eingetreten ist.

Die bergartige Anhäufung der Eruptionsprodukte geschieht stets aus der Mündung von Schächten, die mit den Herden in direkter Verbindung stehen. Der umfänglichste Teil jeder solchen Anhäufung ist durch die einmalige Tätigkeit ihres Herdes bewirkt worden, doch gibt es auch solche, zu welchen der betreffende Herd noch eine zweite, ausnahmsweise wohl auch eine dritte Hinzufügung von eruptivem Materiale lieferte. Erst dann, wenn sich bei einer dieser spätern Ausstoßungen glutfüssiger Gesteinsmassen eine ständig gangbare Verbindung des vulkanischen Herdes mit der Erdoberfläche anbahnte, wurde der Vulkanberg zu einem sogenannten tätigen Vulkane. Ob es Vulkane gibt, bei denen diese ständige Verbindung gleich in der ersten Tätigkeitsperiode des Herdes, bei der Bildung des monogenen Baues, hergestellt wurde und bis auf die Gegenwart erhalten blieb, ist zwar möglich, aber durchaus nicht festgestellt; mit einiger Bestimmtheit wissen wir nur, daß die meisten der tätigen und in vorgeschichtlichen Jahrtausenden tätig gewesenen Vulkane erst bei einem spätern, zumeist bei dem zweiten Erwachen des Herdes zu solchen geworden sind.

Das gänzliche Absterben eines Vulkanberges nach Abschluß der ersten Tätigkeitsperiode seines Herdes, auf die jedoch nach langen Zwischenpausen eine zweite oder dritte Periode rasch vorübergehender Tätigkeit folgen kann, darf als das für das Wesen des Vulkanismus typische Verhalten betrachtet werden, dagegen ist die andauernde eruptive Tätigkeit eines Vulkanes nur eine an bestimmte äußere Bedingungen geknüpfte Erscheinung."

Das Meer.

Das Volumen der festen Bestandteile des Meerwassers. Durch Gegenüberstellung der Volumina der einzelnen Kontinente und Inseln oberhalb des Meeresniveaus und derjenigen der einzelnen Meeresteile kommt Prof. R. D. Salisbury unter Annahme eines mittlern Salzgehaltes von 35⁰/₀₀ und einer mittlern Dichte des Trockenrückstandes des Seewassers von 2,5 zu dem wohl für manchen überrraschenden Ergebnisse, daß das Volumen der im ganzen Meere gelösten festen Materie größer ist als das Volumen von Europa, Nord- und Mittelamerika, Australien, Ostindien, Madagaskar und Japan zusammengenommen. Bezogen auf gleiche Gewichtsteile, enthält das Meerwasser etwa 200 mal soviel gelöste feste Bestandteile als durchschnittlich Flußwasser. Noch auffallender aber sind folgende Zahlen. In 100 Teilen des Trockenrückstandes sind unter andern enthalten:

	im Meerwasser %	im Flußwasser %
Kochsalz	77.5	2.2
Chlormagnesium	10.5	—
Schwefelsaures Magnesium .	4.75	—
„ Kalium . . .	2.5	2.7

	im Meerwasser %	im Flußwasser %
Schwefelsaures Natrium . .	—	4.4
„ Kalzium . .	3.6	4.5
Kohlensaures „ . .	0.3	42.7
„ Magnesium .	—	15.0
Kieselsäureanhydrid	—	10.0

Faßt man die Salze nach den einzelnen Säuren zusammen, so ergibt sich, daß enthält:

	Meerwasser %	Flußwasser %
Chloride (einschl. Bromide) .	88.2	2.5
Sulfate	10.8	11.2
Karbonate	0.3	55.7

Der Gehalt an Karbonaten im Meerwasser ist also ausgedrückt in Prozenten des Gesamtsalzgehaltes etwa nur $^1/_{200}$ von dem im mittlern Flußwasser. Berücksichtigt man aber, daß der Gesamtsalzgehalt sich, wie schon oben erwähnt, umgekehrt verhält wie 200 zu 1, so erkennt man, daß beide Wasser den gleichen absoluten Gehalt an Karbonaten besitzen.[1])

Eine allgemeine Tiefenkarte der Ozeane ist unter den Auspizien des Fürsten von Monaco hergestellt worden.[2]) Die Herausgabe dieser Karte hat für die Topographie der Meeresräume große Wichtigkeit. Prof. Dr. G. Schott gibt eine kritische Betrachtung derselben[3]). Er hebt darin hervor, daß in dieser Karte zum ersten Male die Einführung einer einheitlichen Namengebung für die untermeerischen Bodenformen vorliegt. Ferner sind die Tiefenverhältnisse in Metermaßen angegeben und die Isobathen von 200, 500, 1000, 2000 usw. *m* verzeichnet. Dagegen bemängelt Prof. Schott mit Recht, daß die Tiefenmessungen, bei denen der Grund nicht erreicht wurde, ausgelassen wurden.

Tiefseelotungen im südlichen Indischen Ozeane. Die Expedition S. M. Schiff „Planet“ hat in den Monaten April bis Juni 1906 auf der Reise von Kapstadt nach Rodriguez eine Reihe wichtiger Lotungen ausgeführt. Die Bearbeitung derselben durch Dr. W. Brennecke führte zu folgenden Ergebnissen:[4])

[1]) Annalen d. Hydrographie u. Maritimen Meteorologie, Jan. 1906. p. 38.

[2]) Carte générale bathymétrique des océans, dressée par ordre de S. A. S. le Prince de Monaco d'après le mémoire de M. le professeur Thoulet adopté par la Commission de nomenclature sub-océanique et par le Congrès international de géographie à Washington sous la direction de M. Charles Sauerwein, enseigne de vaisseau, par M. Tollemer, avec la collaboration de M. M. Bataille, Bolzé, Lebas, Lévêque, Morelli, Normand. Echelle 1:10000000. Monaco 1905.

[3]) Annalen d. Hydrographie 1906 p. 23 ff.

[4]) Annalen d. Hydrographie 1906 p. 462.

„Südlich von Kapstadt bestätigen die Lotungen die Auffassung des Bodenreliefs, wie sie Schott auf seiner Karte: „Meerestiefen im Südpolargebiete“, niedergelegt hat; an der Westseite des Crozetrückens verschieben sich jedoch die Tiefenlinien etwas nach Osten; ferner sind zwischen Prinz Eduard-Inseln und Natal bedeutend größere Tiefen (meist über 4000 *m*) vorhanden, so daß die Crozetschwelle als ein Plateau von bedeutend kleinerer Ausdehnung gezeichnet werden muß. Für die von Schott angenommene Verbindung der Crozet- und Bouvetgegend (4000 bis 5000 *m*) spricht die Lotungsstation Nr. 61.

Östlich von Südafrika wurde in ungefähr 33° südl. Breite und $35^1/_2$° östl. Länge eine neue Bank von nur 1372 *m* Tiefe aufgefunden.

Die weitern Lotungen mit Kurs auf die vom „Cyclop“ gefundene Untiefe von 114 *m* ergaben Tiefen von etwa 5000 *m*; die Position, wo die Untiefe selbst sich befinden sollte, wurde durch eine Anzahl Lotungen eingeschlossen, jedoch wurden überall Tiefen von 4700 bis 5400 *m* gelotet, so daß auch keine Anzeichen vorhanden sind, daß in der Nähe der auf den Karten angegebenen Position eine Untiefe besteht. Eine weitergehende Untersuchung der Tiefenverhältnissse im Osten und Süden der Position war infolge des Aktionsradius und der Witterungsverhältnisse nicht angängig.

Südlich von Madagaskar wurde auf etwa 32° südl. Breite und 44° östl. Länge eine Untiefe von 1500 *m* gelotet, welche sich als ein Teil eines Rückens erwies, der sich in der Verlängerung der Ostküste Madagaskars bei einer durchschnittlichen Tiefe von 2500 *m* nach Süden erstreckt.

Die Ergebnisse der Lotungen an der Ostküste von Madagaskar sind auf einer Karte dargestellt, welche auch die vom „Planet“ geloteten Tiefen an der Küste unter 1000 *m*, die nicht in die Tabelle der Tiefseelotungen aufgenommen worden sind und die auf der englischen Seekarte verzeichneten Tiefen enthält. Man ersieht aus der Karte, daß die Ostküste Madagaskars — eine Längsküste — außerordentlich steil zur Tiefsee abfällt. Die Isobathen liegen dicht aneinander gedrängt; bei Station 103 finden wir die Tiefe von 2029 *m* schon in 13 Seemeilen Abstand von der Küste; bis 3000 *m* scheint der Abfall ein stetiger zu sein, um alsdann geringer zu werden; die 4000 *m*-Linie liegt in einem Abstande von 50 bis 60 Seemeilen von der Küste.

Eine der Küste vorgelagerte Bank wurde nach dem Verlassen von St. Marie auf dem Kurse nach Mauritius gefunden. Nachdem in etwa 40 Seemeilen Entfernung 2656 *m* gelotet waren, ergab die folgende Lotung 20 Seemeilen weiter 545 *m*, nach weitern 10 Seemeilen 4000 *m*; auch hier zeigen sich also wiederum steile Böschungswinkel. Eine Anzahl der nahe Madagaskar erhaltenen Grundproben weist deutliche Schichtung auf; häufig finden sich in der unten



Ed. Hch. Mayer, Verlag,
Leipzig.

Der Felszahn des Mont Pelé,
nach einer Photographie von E. O. Hovey.

Jahrbuch XVII, 1906.
Tafel V.

liegenden Schicht glasartige Splitter, welche auf vulkanische Vorgänge hinweisen.

Von Mauritius aus wurden die beiden letzten der hier angeführten Lotungen nach Nordosten gelegt und hierdurch festgestellt, daß die zwischen Mauritius und Cargados früher gemeldete Untiefe von 62 *m* nicht in unmittelbarer Verbindung mit Mauritius steht."

Der Meeresboden und die Bewegung in den tiefsten Meeresschichten. J. Thoulet stellte Versuche an[1]) über die Geschwindigkeit der Strömungen, welche imstande ist, Mineralkörner von bestimmter Größe schwebend zu erhalten oder in vertikaler oder horizontaler Richtung fortzuführen. Natürlich kann ein Korn im Wasser sich nur zu Boden setzen, wenn die Strömung des Wassers kleiner ist als diejenige, die es fortbewegt; ferner wird ein auf dem Boden ruhendes Korn fortgeführt, wenn die Strömung die hierfür ausreichende Geschwindigkeit erreicht hat.

Thoulet hat ferner die Fallgeschwindigkeit der Körner durch klares, über dem Boden ruhendes Meerwasser gemessen und gefunden, daß das Wasser eine geringere Geschwindigkeit besitzen mußte, als die, welche das Absetzen der kleinsten Körnchen verhindert. Kalkhaltiger Ton sinkt in ruhendem Meerwasser mit der Geschwindigkeit von 40 *mm* in der Stunde oder etwa 1 *m* pro Tag zu Boden; reiner Ton sinkt mindestens fünf- oder sechsmal langsamer. Anderseits haben über 100 Wasserproben, die vom Fürsten von Monaco unmittelbar über dem Seeboden geschöpft waren, sich, mit zwei Ausnahmen, als klar erwiesen. Thoulet kommt hiernach zu dem Resultate, daß da, wo diese Tone im Tiefenschlamme enthalten sind, also fast überall am Meergrunde, das den Boden berührende Wasser keine Geschwindigkeit von 1 *m* pro Tag besessen haben kann. Die Zirkulation des Meereswassers zwischen den Polen und dem Äquator müßte hiernach eine Zeit von mindestens 10 Millionen Tagen beanspruchen, was nach Thoulet ein wichtiges Argument gegen die Existenz derselben ist. Weiter aber sprechen die Versuche dafür, daß der kalkhaltige und der kalkfreie Ton, der aus der Erosion der Küsten entstanden ist, für die ziemlich gleichmäßige Verbreitung über den Meeresgrund eine sehr lange Zeit in Anspruch genommen haben muß.

Die Bodengestaltung des nordwestlichen Indischen Ozeanes bespricht Dr. R. Lütgens auf Grund der Percy-Sladen-Exepdition auf dem britischen Kreuzer Sealark.[2]) Die Expedition verließ Colombo am 9. Mai 1905 und begann am 14. Mai einen Breitengrad südlich von den Malediven mit Lotungen zur Feststellung des von der Valdivia-Expedition als erwiesen angenommenen unterirdischen

[1]) Compt. rend. **141**. p. 669.
[2]) Annalen d. Hydrographie 1906. p. 285.

Rückens zwischen den Malediven und den Chagos. Die Lage desselben muß hiernach beträchtlich anders angenommen werden. Die Lotungen zeigten, daß sich der Chagosarchipel von allen Seiten steil und isoliert aus der Tiefe erhebt, da die 3600 *m*-Linie die Gruppe eng umschließt. Die durchschnittliche Tiefe des Chagosplateaus unter dem Meeresspiegel ist 1500 *m*, während der umgebende Ozean im Mittel 4500 *m* tief ist. Die einzelnen Bänke, zwischen denen über 100 Lotungen ausgeführt wurden, sind durch Tiefen von 700 bis 1500 *m* getrennt. Der Boden dieser trennenden Tiefen ist felsig und kahl mit nur stellenweise etwas schlammigem Sande. Da die Lotungen und Dredschzüge schon unterhalb der 100 *m*-Linie keine Korallen oder Riffablagerungen mehr ergaben, haben sich die Riffe im gegenwärtigen Stadium über ihre eigentlichen Böschungen ausgebreitet. Dagegen sind in den Untiefen der Lagunen in einzelnen Riffen ungeheure Massen abgestorbener Organismen abgelagert. Die Atolle selbst sind verschieden ausgebildet. Meistens erreichen sie nur an einigen Stellen die Oberfläche, so daß eine Anzahl Einfahrten vom offenen Wasser in die Lagunen führen. Eine Ausnahme macht die Hauptinsel Diego Garcia, deren Lagune fast ganz von Land umgeben ist. Diego Garcia, das durch Vereinigung mehrerer kleiner, auf einem ausgedehnten Riffe entstandener Inseln gebildet ist, zeigt übrigens Spuren einer frischen Hebung von etwa 1 *m*, der auch die flachen Seen der Insel ihre Entstehung verdanken. Die übrigen Inseln der Gruppe haben sich jedoch in neuerer Zeit nur wenig verändert.

Bis Anfang September arbeitete die Expedition dann im Gebiete des Maskarenenrückens zwischen Mauritius und den Seychellen. Mauritius hat ein großes Barriereriff, das bei Grand Port etwa vier Seemeilen vor der Insel liegt. Einige kleinere Inseln ragen bis zu 15 *m* über den Meeresspiegel empor. Wahrscheinlich — Basaltuntergrund deutet darauf hin — sind sie Reste einer beträchtlich größern Insel, die sich an Stelle des Barrierriffes dort früher erhob. Auch Mauritius erhebt sich natürlich sehr steil aus der Tiefe. Schon in fünf Seemeilen Abstand wurden 2000 *m* gelotet. Die Lotungen zwischen Mauritius und der von Guanolagern bedeckten Albatroßinsel auf dem südlichen Teile der Nazarethbank ergaben für die Gestaltung des Meeresgrundes nichts Neues. Etwa 3500 *m* Tiefe ist auch bisher auf den Karten verzeichnet. Auch über die Nazarethbank, die über große Flächen eine sehr gleichmäßige Tiefe von 50 bis 60 *m* besitzt, ist wenig zu sagen. Zwischen der Nazarethbank im Süden und der Saya de Malhabank im Norden findet sich ein Rücken, dessen Tiefe Gardiner auf etwa 400 *m* angibt, und der im Osten und Westen sehr schnell auf 1500 *m* sinkt. Die Saya de Malhabank unterscheidet sich von der einförmigen Nazarethbank durch ihre reiche Gliederung. Die Lotungen ließen deutlich drei Teile trennen: eine Nordbank, eine große Zentralbank und eine kleine

im Südosten. Die Nordbank ist vom Hauptteile durch einen Kanal von 1150 *m* Tiefe geschieden, während ein Einschnitt von nur 250 *m* die Selbständigkeit der Südostbank zeigt. Alle diese Bänke scheinen atollähnliche Gebilde zu sein, deren durchschnittliche Tiefe 100 *m* ist. Nur der südliche Teil der Hauptbank liegt etwas tiefer. Hier ist auch der Boden mit feinen weißen Bivalvenresten und Seeigelschalen bedeckt, die die Strömungen von den flachern Teilen in die tiefern Partien gefegt haben.

Von der Saya de Malhabank nach den Seychellen zeigen die Lotungen das Vorhandensein eines über 1000 Seemeilen langen, sichelförmigen Rückens von unter 1800 *m* Tiefe, der sich aus über 4000 *m* steil erhebt. Die Existenz dieses Rückens war bisher unbekannt; auf den frühern Karten finden wir hier ein Gebiet von 3000 bis 4000 *m* Tiefe. Die hier liegende kleine Coetivyinsel unterscheidet sich durch ihre Höhe von den vorher besuchten Riffen, da sie aufgesetzte Sanddünen von über 25 *m* absoluter Höhe besitzt.

Nordöstlich von Madagaskar, auf halbem Wege zum Farquhar-Atoll, wurden mit dem Senkblei nicht ganz 3400 *m* Tiefe erreicht. Mit dieser Lotung und einer weitern von annähernd 4000 *m* zwischen Providence und den südlichen Seychellen muß auch die Vermutung einer Verbindung Madagaskars mit der letztern Inselgrupppe völlig aufgegeben werden. Weitere Lotungen zwischen Farquhar und dem 32 Seemeilen entfernten Providence und Pierre Island geben ein treffendes Bild des steilen Aufbaues der drei Atolle. So beträgt der Neigungswinkel der Böschungen des Kanales zwischen den beiden letzten Inseln im Durchschnitte 7°, während die Maximalwerte noch beträchtlich höher sind. Eine Lotung nur drei Seemeilen westlich von Providence ergab 1360 *m*, was einem Winkel von 15° entspricht.

Die Amirantengruppe war die letzte Gruppe vor den Seychellen. Die Amiranten sind atollförmige Sandbänke, die sich bei Flutzeit nur wenige Meter über den Wasserspiegel erheben. Die auf den großen Karten einzelner dieser Inseln, wie D'Arros, St. Joseph, Desroches, angegebenen Hügel existieren nicht. Sie verdanken ihre Eintragung nur der Phantasie früherer Zeichner. Mit Ausnahme von Eagle, D'Arros und Bertant liegen alle Riffe am Rande der Bank, die 15 bis 18 *m* unter Wasser bleibt. Auch hier ist die Inselgruppe isoliert. Von den Seychellen trennt sie ein 2000 *m* tiefer Kanal.

Das frische Haff bildete den Gegenstand einer Studie von G. Braun.[1]) Er weist an demselben das Auftreten dreier Küstenformen nach: der potamogenen Schlammlandküste, der Hakenküste der Nehrung und der diluvialen Kliffküste. Die Oberfläche des Haffes beträgt 825 *qkm*, die größte Tiefe 5,1 *m*, die mittlere nur etwas über

[1]) Zeitschr. f. Gewässerkunde 1906. **7.** p. 3.

2 *m*. Die Wasserfüllung des Haffes geschieht gegenwärtig hauptsächlich durch die Nogat, nur sehr untergeordnet durch den Pregel, der seit Herstellung des 6,5 *m* tiefen Seekanales, der Pillauer Tiefe, sein Wasser direkt in die Ostsee führt. Der Salzgehalt hängt merklich von der Windrichtung ab, es existiert fast im ganzen Haffe ein salziger Unterstrom und über diesem eine Schicht süßen Wassers. Die in das Haff gelangenden Sinkstoffe werden pro Jahrhundert auf 180 Millionen Kubikmeter geschätzt. Im Winter friert das Haff fast immer zu, der Seekanal wird dann künstlich offen gehalten. Das Haff ist sehr fischreich, und der Ertrag des Fischfanges betrug im letzten Jahrzehnte durchschnittlich 700 000 *M* pro Jahr.

Sprünge in der Temperatur des Meerwassers untersuchte E. Knipping nach den tabellarischen Reiseberichten der Deutschen Seewarte, Bd. I.[1]) Was die allgemeine geographische Verteilung derselben anbelangt, so liegt die größte Gruppe der beobachteten Sprünge östlich von Nordamerika und reicht bis 40° westl. Länge in der Breite von St. Johns auf Neufundland. Mitten zwischen den Bermudas und den Azoren liegt eine vereinzelte Beobachtung, ebenso eine 10° nördlich von den Azoren. Vereinzelte Sprünge finden sich weiter im Englischen Kanale und im Biskaischen Busen, an der Küste der Pyrenäenhalbinsel, dann noch eine vereinzelte Beobachtung bei den Kanarischen Inseln und eine vor Bathurst, südlich von Kap Verde. Im Mittelmeere kommen ebenfalls vereinzelte Sprünge vor, um sich im Roten Meere bis über Kap Ras-Hafun hinaus fortzusetzen. Auf dem weitern Wege nach Osten kommt noch eine einzelne Beobachtung bei den Lakkediven vor; dann hören sie auf bis zum Eingange der Straße von Formosa. Von hier an treten sie wieder etwas häufiger auf bis zu den Japanischen Gewässern. Der letzte Sprung findet sich in 154° östl. Länge in der Breite von Yezo.

In Südbreite und im Atlantischen Ozeane begegnen wir den ersten Sprüngen an der Ostküste Südamerikas bei Kap Frio. Sie bleiben aber hier vereinzelt, bis südlich vom Kap Santa Maria vor der La Platamündung eine sehr dichte Gruppe auftritt, mit einzelnen Sprüngen bis zu 50° südl. Breite bei den Falklandsinseln. Mitten im Südatlantischen Ozeane begegnen wir einer einzelnen Beobachtung bei Tristan da Cunha, dann folgt wieder sprungfreies Wasser bis zum Meridiane der Kapstadt. Von hier aus zieht sich eine lockere Gruppe von Sprüngen bis zur Mitte zwischen den Kerguelen und Neu-Amsterdam hin.

Im südlichen Stillen Ozeane endlich finden wir nur zwei Sprünge, einen bei der Baßstraße, einen andern an der Westküste Südamerikas in 7° südl. Breite.

Die meisten Sprünge finden sich demnach in den außertropischen

---

[1]) Annalen d. Hydrographie 1906. p. 18.

westlichen Teilen der großen Weltmeere. Sprünge von 11° und darüber kommen nur in den zwei großen Gruppen der Westhälfte des Atlantischen Ozeanes vor. Solche mittlerer Größe, 8° bis 10°, kommen außer in diesen beiden Gruppen nur einmal bei Tristan da Cunha, zweimal im östlichen Mittelmeere und einmal im ostchinesischen Meere vor. Im Indischen Ozeane kommen nur Sprünge von 5 bis 7° vor.

Die Ergebnisse seiner Untersuchungen faßt Knipping in folgendem zusammen:

Die größten Sprünge kommen nach den hier vorliegenden Beobachtungen auf Nordbreite im Nordatlantischen, die größten auf Südbreite im Südatlantischen Ozeane vor, und zwar außerhalb der heißen Zone an der Westseite. Nach der Dichte der Isothermen an der Oberfläche und in 400 *m* Tiefe zu schließen, kommen ebenso hohe Sprünge in keinem andern Ozeane vor, weder im Indischen, noch im Stillen Ozeane. — Die Sprünge zeigen eine deutliche jährliche Periode mit den höchsten Werten in der kalten Jahreszeit. Sie ist stärker im Nordatlantischen als im Südatlantischen Ozeane ausgeprägt. — Die vereinzelten landnahen Sprünge, wohl häufig durch Auftrieb allein verursacht, treten weit zurück gegenüber den ozeanischen und den in großen Gruppen auftretenden Sprüngen, bei denen der Auftrieb aber ebenfalls eine Rolle zu spielen scheint. — Der Hauptunterschied zwischen den beiden großen Atlantischen Gruppen besteht darin, daß die Übergänge von „Kalt" zu „Warm" im Süden alle nach einer Richtung zeigen, im Norden dagegen häufig wechseln und entgegengesetzt verlaufen. Gemeinsam ist beiden die Abhängigkeit von den Windverhältnissen. — Die Sprünge geben schon bei einer mäßigen Anzahl die Möglichkeit, genäherte Isothermen zu zeichnen, wenn auch die Gegensätze dadurch wohl etwas zu scharf zum Ausdrucke gebracht werden. — Die Grenzen der großen Gebiete mit Sprüngen verlagern sich mit den Jahreszeiten und Winden sowohl in Nord- als auch in Südbreite.

Der meteorologische Äquator im Stillen Ozeane bildete den Gegenstand einer Studie von R. Westermann.[1]) Der meteorologische Äquator zeigt sich theoretisch als die Linie, die die Orte der höchsten mittlern Jahrestemperatur auf den einzelnen Meridianen verbindet (thermischer Äquator), die aber auch zugleich eine Trennungslinie annähernd symmetrischer Anordnungen der übrigen Elemente darstellt. Von der Linie aus sollte nach beiden Seiten der mittlere Luftdruck und die mittlere Windgeschwindigkeit wachsen, die mittlere Bewölkung, Feuchtigkeit und Niederschlagsmenge und -häufigkeit abnehmen, und die mittlere Windrichtung sollte auf ihr die kleinste meridional gerichtete Komponente auf-

[1]) Aus d. Archiv d. Deutschen Seewarte 1906. **29**. Nr. 1.

weisen. Das bezieht sich auf die mittlere Lage im Jahre, die der meteorologische Äquator in Wirklichkeit während eines Erdumlaufes nur zweimal einnimmt. Für jeden kleinsten Zeitabschnitt wird er sich im Nordsommer nach Norden und zurück und im Südsommer nach Süden und zurück, der Deklination der Sonne folgend, stetig verschieben; mit ihm das ganze System der luftdynamischen und hydrometeorischen Erscheinungen.

Der Lage und dem Wandern des meteorologisschen Äquators im Stillen Ozeane nachzuspüren, war die Aufgabe, die sich der Verfasser gestellt. Das zweite Moment, das Wandern im Jahresverlaufe, mußte mit in die Betrachtung gezogen und für die einzelnen Monate, bzw. Jahreszeiten verfolgt werden, weil sich der unmittelbaren Untersuchung der Verhältnisse im Jahresmittel nur die Beobachtungsreihen der Inselstationen darbieten, das Hauptmaterial, die auf See gemachten Beobachtungen, dagegen nicht. Ihre zeitlich sehr ungleichmäßige Verteilung ist der einleuchtende Grund dafür. Als Gebiet für die durchzuführenden Untersuchungen wurde eine Zone von 20 Breitengraden gewählt, die von 10° nördl. bis 10° südl. Breite über den ganzen Ozean verläuft. Technische Gründe waren hierfür mitbestimmend; sonst hätte mit Rücksicht auf die bekannte Ausdehnung der äquatorialen Kalmenzone, in die doch a priori der meteorologische Äquator verlegt werden konnte, der Gürtel im Osten nördlicher und im Westen südlicher genommen werden können.

Über das der Untersuchung zugrunde liegende Material und die Art und Weise der Ausnutzung desselben muß auf das Original verwiesen werden. Die Hauptergebnisse sind folgende: „Im allgemeinen zeigt sich der thermische Äquator als die Mittellinie eines durch die Isothermen von 25° begrenzten Temperaturgürtels, der je nach der Jahreszeit nördlicher oder südlicher liegt und breiter oder schmäler ist. Seine Form wird durch die Südäquatorialströmung bestimmt, die ihn auf der Osthälfte des Ozeanes nach Norden schiebt und zusammenpreßt. Im westlichen Teile ist die breite Entfaltung nicht gehindert. Im Sommerhalbjahre der Nordhalbkugel ist der Gürtel durch Nordwärtsrücken der Einwirkung des Südäquatorialstromes weniger unterworfen. Er verbreitert sich dann auch im Osten und erhöht seine Temperatur nach der Mitte zu bis über 26°. In jeder Jahreszeit schieben sich an den Seiten Keile höher temperierter Gebiete, die sich an das Festland anlehnen, in den Gürtel ein, im Westen in verstärktem Maße und in größerer Ausdehnung, so daß die allgemeine Signatur der Temperaturverteilung im äquatorialen Stillen Ozeane, die für das Wasser gilt, nämlich der erhebliche Gegensatz zwischen Ost und West, auch für die Luft Geltung behält.

Bei der südlichsten Lage, im Februar, schneidet die Mittellinie die amerikanische Küste in 8° nördl., geht in 110° westl. Länge auf $7^1/_2$° nördl., in 140° westl. auf $6^1/_2$° nördl. und in 160° westl. auf 5° nördl. herab, erreicht im Bogen in 180° Länge den Äquator, auf

dem sie auf östlicher Länge verläuft. Bei der nördlichsten Lage, im August, senkt sie sich von der Küste in 16° nördl. auf 13° nördl. in 110 westl., 11° nördl. in 130° westl., 8° nördl. in 150 westl. und 5° nördl. in 175° östl., von wo aus sie im Bogen bis zu 10° nördl. in 130° östl. steigt. Die zwischen den beiden Extremen liegende Mittellinie, die in den großen Zügen mit den entsprechenden Linien des Mai und November zusammenfällt, ist als thermischer Jahresäquator anzusehen. Er ist im östlichen Teile des Stillen Ozeanes doch viel weiter nach Norden gebogen, wie bisher angenommen wurde. Von 14° nördl. aus, wo er in 90° westl. Länge aufs Meer tritt, läuft er etwa in der Richtung West zu Süd, durchschneidet den 115. Meridian (westl. Länge) in 10° nördl., den 130. in 8° nördl., den 150. in 7° nördl. und verläuft erst mit östlicher Länge auf dem 5. Parallelkreise nördlicher Breite, der früher als durchschnittliche Lage für die ganze Breite des Ozeanes angesehen wurde.“

Das System der Windzonen verschiebt sich auf dem Stillen Ozeane so, daß es seine südlichste Lage im Sommer des Südens, etwa im Februar, und das andere Extrem im Sommer des Nordens, und zwar im August, erreicht. Für diese beiden Monate, die auch die kühlsten, bzw. wärmsten sind, und außerdem für die Übergangsmonate wurden die Passatgrenzen bestimmt.

In der für den Jahresverlauf mittlern Lage fallen jedenfalls Kalmenzone und Zone höchster Lufttemperatur zusammen, wie die Monate Mai und November, die dieser Lage entsprechen, zeigen, wenn auch nicht ohne Zulassen kleinerer Anomalien. So wird im November der thermische Äquator in den ablandigen Passat an der mexikanischen Küste, den Papagayo, hineingezogen, weil dieser als Fallwind relativ sehr warm ist. Mehr als ein Übereinstimmen in den großen Zügen zwischen Temperatur- und Windverhältnissen findet auch in dem Klima der größten Gleichmäßigkeit nicht statt, sonst liefen Isobaren und Isothermen einander parallel.

Der Niederschlag bedingt in seiner Verteilung über das Jahr für einen Ort in den Tropen, mehr als der Wechsel der direkten erwärmenden Wirkung der Sonne, die Jahreszeiten und bringt damit die Lage des Ortes zum meteorologischen Äquator zum Ausdrucke. Bei Feststellung von atmosphärischen Niederschlagsverhältnissen sind in erster Linie die Niederschlagsmengen bestimmend. Die andern Momente: Regenhäufigkeit und -dichte sind nicht so wichtig. Die Konstruktion des hydrometeorischen Äquators wird deshalb am sichersten durch Zusammenstellen der Regenmengen auf den Meridianen und Ermitteln des äquatorialen Maximums erfolgen. Leider fehlen der maritimen Meteorologie dafür die Grundlagen, nämlich regelmäßige oder, da die Beobachtungen doch nur auf in Fahrt begriffenen Schiffen gemacht werden, zahlreiche, sich über viele Jahre verteilende wirkliche Messungen der Regenhöhen, aus denen man Mittelwerte mit einiger Wahrscheinlichkeit bilden könnte. Man ist

davon weit entfernt, und wird es wohl überhaupt nicht erreichen. Ein gewisser Ersatz dafür steht jedoch in Aussicht, indem man für die einzelnen Gegenden des Meeres, besonders die großen Windgebiete, das Verhältnis zwischen Niederschlagshöhe und Niederschlagshäufigkeit in einer nicht zu kleinen Anzahl von Einzelfällen bestimmt und daraus den Mittelwert des ersten Faktors mit Hilfe des im Mittel bekannten zweiten berechnet. Bis jetzt ist man auf die Niederschlagshäufigkeit allein angewiesen.

Für den befahrendsten Teil des Stillen Ozeanes (15 bis 20° nördl. Breite, 123° westl. Länge bis 5 bis 10° südl. Breite und 117° westl. Länge) findet Westermann, daß der hydrometeorische Äquator dauernd nach Norden verschoben ist und in seinem Jahresverlaufe zwischen 5° und 10° nördl. liegt, wo alle Monate den für beständigen Regenreichtum angenommenen Schwellenwert von 50% Regenhäufigkeit, der besagt, daß mehr als die Hälfte aller Tage im Monate Regen aufzuweisen hat, überschreiten. Das Maximum liegt in der Kalmenzone und schwankt in denselben Grenzen wie diese, so daß es im Nordsommer zwischen 10 und 15° nördl.. sich befindet.

Die Oberflächenströmungen im Kattegat, Sund und in der westlichen Ostsee sind von der deutschen Seewarte auf Grund der neuesten Beobachtungen dargestellt worden.[1]) Wenn auch, heißt es dort, die Oberflächenströmungen auf See, soweit es nicht Gezeitenströmungen sind, hauptsächlich vom Winde abhängen, so ist die stromerzeugende Wirkung des Windes doch nicht immer ohne weiteres erkennbar, besonders da nicht, wo, wie in den Gewässern des Kattegats und der westlichen Ostsee, die eigentümliche örtliche Verteilung von Land und Wasser, wo enge Durchfahrten oder unregelmäßige Küstenlinien und dergl. das Wasser zwingen, gegen den Wind zu strömen und damit die alte Erfahrung, daß der Strom mit dem Winde läuft, weil das Wasser vom Winde getrieben wird, scheinbar auf den Kopf stellen. Aber nur scheinbar. Denn wenn man die Gesamtheit der Strömungen in den Gewässern des Kattegats und der westlichen Ostsee bei verschiedenen Wetterlagen oder Winden vergleicht, so findet man, daß der Oberflächenstrom bei Ostwinden von der Ostsee nach der Nordsee, also im allgemeinen nach Westen, und bei Westwinden umgekehrt, von der Nordsee nach der Ostsee, also im allgemeinen östlich läuft, und daß ferner bei denselben Wetterlagen oder Winden im allgemeinen auch immer wieder dieselben Strömungen eintreten. Nun wird man zwar wohl kaum zwei Wetterkarten finden, die sich genau gleich sind, sehr bald lassen sich aber beim Zeichnen einer größern Anzahl von synoptischen Wetter- und Stromkarten drei Arten unterscheiden. 1. solche, die das Herrschen westlicher Winde auf dem ganzen Gebiete von der westlichen Nordsee bis zur

---

[1]) Monatskarte f. d. Nordatlantischen Ozean 1906. Nr. 10 (Oktober).

östlichen Ostsee oder Vorgänge beim Vorüberziehen einer nördlich vom Gebiete befindlichen Depression darstellen, 2. solche, die das Herrschen östlicher Winde oder ein Gebiet hohen Druckes im Norden darstellen, und 3. solche, die Wetterlagen darstellen, bei denen auf den verschiedenen Teilen des Gebietes ganz verschiedene Winde wehen.

Diese drei Arten von Wetter sind mit den dazu gehörigen Strömungen in drei der Abhandlung beigegebenen synoptischen Stromkarten veranschaulicht.

Des Nähern wird gezeigt, daß zwar im allgemeinen östliche Winde das Oberflächenwasser von der Ostsee nach der Nordsee und westliche dasselbe umgekehrt treiben, daß aber auch Ausnahmen vorkommen. Erwägt man, heißt es dort, daß in den vielfach gegliederten Gewässern der westlichen Ostsee, des Sundes und des Kattegats der Strom nur auf wenig Strecken seine einmal angenommene Richtung beibehalten kann, daß durch Buchten, Riffe, Sände, Vorgebirge usw. viele Ablenkungen, Umbiegungen, Stromspaltungen, Neerströmungen, Stromwirbel oder dergl. entstehen müssen, so erhellt, daß ein Schiff in jenen Gewässern in fast unberechenbarer Weise versetzt werden kann. So wird denn dort auch nicht selten beobachtet, daß zwei dicht nebeneinander von vollständiger Windstille befallene Segler nach einiger Zeit weit auseinander getrieben sind, oder daß ein Schiff beim Kreuzen ohne ersichtliche Ursache bald auf der einen, bald auf der andern Stelle schnell luv gewinnt oder wieder zusetzt.

Periodische Schwankungen der Eistrift bei Island. Prof. Dr. Meinardus hat hierüber eine bemerkenswerte Untersuchung angestellt.[1]) Da der individuellen Auffassung über die Bewertung der einzelnen Jahrgänge hinsichtlich des Eisreichtums auf dem Meere oft noch ein weiter Spielraum gelassen ist, so rechtfertigt dies sein Verfahren, die Untersuchung über periodische Schwankungen des Eisvorkommens an die Beobachtungen, die an den viel befahrenen Küsten einer bewohnten subarktischen Insel gemacht worden sind, anzuknüpfen.

Das benutzte Material besteht aus den Angaben Thoroddsens für die Zeit von 1800 bis 1883, von C. Ryders für 1884 bis 1892, aus Mitteilungen von C. Amdrup für 1893 bis 1894 und aus den jährlichen Berichten des Dänischen meteorologischen Institutes für die Zeit von 1895 ab. Die Resultate sind kurz zusammengefaßt folgende:

„Die Monate Mai und April werden am häufigsten und im Durchschnitte auch am längsten mit Eis bedacht. Sie bezeichnen den Höhepunkt der Eissaison bei Island. Mindestens in jedem zweiten Jahre wird in diesen Monaten Eis an den Küsten gesichtet und, wenn

[1]) Annalen d. Hydrographie 1906. p. 148.

es auftritt, pflegt es fast den ganzen Monat über zu verweilen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts war der Mai durch häufigeres und dauerhafteres Eis gekennzeichnet als der April; in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts verhielten sich beide Monate nahezu gleichartig. Am seltensten wird im Oktober Eis wahrgenommen. Im Verlaufe von 100 Jahren geschah es nur einmal (1894), so daß der Oktober durchschnittlich als eisfrei betrachtet werden kann. Auch die benachbarten Monate September, November und Dezember sind als eisarm zu bezeichnen.

Die Kurven des Eisvorkommens zeigen ferner die Eigentümlichkeit, daß der Anstieg zum Maximum langsamer erfolgt als der Abstieg von ihm. Die Hochsommerzeit bringt ein schnelles Schwinden des Eises mit sich, so daß im August, drei Monate nach dem Höhepunkte der Eissaison, nur in jedem siebenten Jahre einmal Eis gesichtet zu werden pflegt. Im Januar dagegen, der dem Eishöhepunkte um drei Monate vorausgeht, ist durchschnittlich in jedem vierten Jahre Eis zu erwarten.

Die eigentliche Eissaison an den Küsten Islands reicht vom Januar bis Juli, wenn man ihr diejenigen Monate zurechnet, in denen durchschnittlich in jedem Lustrum einmal Eistreiben beobachtet wird.

Zur weitern Charakterisierung des Verlaufes der Eissaison bei Island kann deren mittlerer Beginn dienen. Für jedes (nicht eisfreie) Jahr wurde das Datum des ersten Erscheinens von Eis den oben angeführten Quellenwerken entnommen. Dabei wurde zugleich auf die Dauer und Schwere der Eissaison Rücksicht genommen, um deren etwaige Beziehungen zum Anfangstermine nachzuweisen.

Im Mittel aller Jahre zeigt sich das erste Eis bei Island am 3. März.

Dieses mittlere Datum hat jedoch keine besondere Bedeutung, da es sich als Mittelwert aus sehr weit voneinander abweichenden Einzelwerten darstellt.

Ein klareres Bild erhält man durch folgende Übersicht, welche die Zahl der Fälle angibt, in denen der Beginn der Eissaison auf die einzelnen Monate des Jahres fiel. Dabei sind die Jahre hinsichtlich der Dauer der Eistrift unterschieden nach drei Kategorien, je nachdem das Eis kürzer als zwei Monate, zwei bis fünf Monate oder länger als fünf Monate auftrat.

Dauer	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII	Zahl der Jahre	Mittleres Datum
< 2 Monate	0	7	5	10	3	7	3	1	1	37	26. III.
2—5 „	1	10	5	7	6	0	0	0	0	29	18. II.
> 5 „	3	5	1	4	0	0	0	0	0	13	28. I.
Alle Eisjahre	4	22	11	21	9	7	3	1	1	79	3. III.

Die Zusammenstellung lehrt folgendes:

1. Der Beginn der Eissaison bei Island fällt am häufigsten auf Januar und März; mehr als die Hälfte aller Eisjahre hatten ihren Anfang in einem dieser Monate. Der Februar kommt viel seltener, etwa nur halb so oft, als Anfangsmonat vor. Bei einer weitergehenden Analyse zeigt sich, daß die beiden Häufigkeitsmaxima im Januar und März durch ein ausgeprägtes Minimum in der zweiten Hälfte des Februar getrennt sind, da auf diese Zeit nur vier Fälle kommen. Nach Ablauf des Monates März wird die Wahrscheinlichkeit, daß noch eine Eissaison beginnt, immer geringer. Zugleich muß sich naturgemäß die Dauer der letztern immer mehr verkürzen, denn im Spätsommer pflegt das letzte Eis zu verschwinden.

2. Eisjahre von kurzer Dauer können in allen Monaten von Januar bis August beginnen, mittlere zwischen Dezember und April, während die langdauernden Eisbesetzungen mit Dezember, Januar und März (seltener im Februar) ihren Anfang nehmen. Somit verschiebt sich auch der mittlere Termin des Beginnes von Ende März auf Ende Januar.

Die umgekehrte Fragestellung nach der Dauer des Eisvorkommens bei gegebenem Anfangstermine beantwortet folgende Reihe.

Beginn der Eissaison im	XII.	I.	II.	III.	IV.	V. VI.	VII. VIII.
Dauer in Monaten	$5^1/_2$	$3^1/_2$	$2^1/_2$	$2^1/_2$	$2^1/_2$	1	$^1/_2$

Je früher das Eis erscheint, desto länger pflegt es durchschnittlich zu verweilen. Es zeigen sich aber auch hier große Abweichungen von den Mittelwerten in den einzelnen Jahrgängen.

Über die Dauer des Eisvorkommens bei Island in den verschiedenen Jahren des 19. Jahrhunderts orientiert folgende Übersicht:

	Monate									Mittlere Dauer
	0	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	
1801—1850	14	10	9	3	3	4	5	2	0	1.9
1851—1900	6	8	10	9	4	7	3	0	3	2.5
1801—1900	20	18	19	12	7	11	8	2	3	2.2

Im Mittel aller Jahrgänge bleibt das Eis an den Küsten Islands zwei Monate und vier Tage sichtbar, im Mittel der 80 Jahrgänge, in denen Eis auftrat, 2 Monate 20 Tage.

Das Eisvorkommen bei Island ist also in der Regel von kurzer Dauer. In nicht weniger als 20 Jahren blieben in dem betrachteten hundertjährigen Zeitraume die Küsten Islands überhaupt eisfrei, davon entfielen allerdings vierzehn auf die erste und nur sechs auf die zweite Hälfte des Jahrhunderts. Diese Erscheinung, sowie das relative Überwiegen kürzerer Eisjahre in der ersten Periode sind ein Ausdruck für die merkwürdige Epoche aufeianderfolgender eisarmer und eisfreier Jahre in den 40er Jahren, über die weiter unten näheres mitgeteilt werden soll.

In 69 Fällen beschränkt sich die Eistrift auf höchstens ein Vierteljahr, in 24 Fällen, also durchschnittlich in jedem vierten Jahre, hatte sie eine Dauer von mehr als vier Monaten. Bemerkenswert ist, daß das Eis häufiger vier bis fünf oder fünf bis sechs Monate verweilt als drei bis vier. Es gibt sich darin neben dem Vorwalten eisarmer und eisfreier Jahre eine gewisse Tendenz zu länger dauernder Eisbesetzung zu erkennen. Die Eisverhältnisse Islands bewegen sich in Extremen."

Eine nähere Untersuchung zeigt, daß die Tendenz zu einer etwa vier- bis fünfjährigen Wiederkehr eisreicher Jahre bei Island vorhanden ist. Schon Lyell hat es in seinem großen Handbuche der Geologie als eine bekannte Tatsache bezeichnet, daß alle vier oder fünf Jahre „eine große Zahl Eisberge, von Grönland herüberkommend, an der Westküste Islands stranden". Jedoch gibt er keine nähere Begründung für diese Behauptung, die, wie es scheint, einer traditionellen Ansicht der isländischen Küstenbevölkerung entspricht.

Wenn man unter der Voraussetzung einer $4^1/_2$jährigen Periode vom Jahre 1803 ausgehend die Jahreszahlen abwechselnd um vier und fünf oder um fünf und vier Jahre wachsen läßt und unter die so gefundenen „Periodenjahre" gemäß Tabelle Vb die nächstgelegenen eisreichen Jahre bei Island setzt, erhält man die ersten beiden Reihen nachstehender Tabelle.

Periodenjahre	1803	07	12	17	21	26	30	35	39	43	48	52
Eisjahre . .	1802	07	12	17	21	27	29	35	40	(43)	(48)	(52)
Zeitdifferenz .	—1	0	0	0	0	+1	—1	0	—1	(0)	(0)	(0)
Eischarakter .	**102**	**88**	16	**100**	**82**	**78**	33	**47**	43	(5)	(7)	(8)
Abweich. vom Mittel . .	+79	+65	—7	+77	+59	+55	+10	+24	+20	(—18)	(—16)	(—15)

Periodenjahre	1856	60	65	69	74	78	82	87	92	96	1901	05
Eisjahre . .	1856	59	66	69	74	78	81	88	92	96	1902	(06?)
Zeitdifferenz .	0	—1	+1	0	0	0	—1	+1	0	0	+1	(+1?)
Eischarakter .	35	**46**	**110**	**84**	**64**	24	**82**	**104**	**76**	36	**64**	
Abweich. vom Mittel . .	+12	+23	+87	+61	+41	+1	+59	+81	+53	+13	+41	

Die dritte Horizontalreihe gibt die Differenz zwischen den beiden darüberstehenden Jahreszahlen an; — 1 bedeutet, daß das Eisjahr um ein Jahr früher, + 1, daß es ein Jahr später eintrat, als man bei strenger Einhaltung einer vier- bis fünfjährigen Periode erwarten konnte. Die Tatsache, daß diese Verfrühungen oder Verspätungen niemals mehr als ein Jahr betrugen, und daß in der Mehrzahl der Fälle der Eintritt eines Eisjahres genau zu der erwarteten Zeit stattfand, beweist zur Genüge, daß die Annahme einer solchen Periode gerechtfertigt ist.

Einen weitern Beweis dafür sieht Meinardus in der Tatsache, daß von den 17 schweren Eisjahren, die in der Zeit von 1800 bis 1904 bei Island

auftraten,[1]) nur zwei, die Jahre 1801 und 1837, sich nicht in der obigen Tabelle anführen ließen, alle andern fügen sich mit höchstens $\pm$ 1 Jahr Zeitdifferenz in die Periode. Das schwere Eisjahr 1882, das dem in die Tabelle aufgenommenen noch schwerern Eisjahre 1881 folgte, fällt mit einem Jahre der Normalperiode zusammen.

Die letzte Horizontalreihe der Tabelle enthält die Abweichungen der aufgeführten Eisjahre von dem mittlern Eischarakter bei Island. Man sieht das positive Zeichen durchaus überwiegen; abgesehen vom Jahre 1816 fallen nur die exzeptionell eisarmen 40er Jahre durch negative Vorzeichen auf. Die Unterschiede der einzelnen Jahre waren um diese Zeit so unbedeutend, daß die $4^1/_2$jährige Schwankung fast ganz verschwindet. Die Zahlen sind deshalb eingeklammert.

Bildet man die Zeitintervalle zwischen den in Tabelle VI aufgeführten Eisjahren, so findet man, daß sie

	2,	3,	4,	5,	6,	7 Jahre betragen
in	1,	4,	6,	6,	3,	2 Fällen.

Der Zeitunterschied zwischen zwei eisreichen Jahren ist also am häufigsten vier bis fünf, weniger häufig drei bis sechs und sehr selten zwei bis sieben Jahre.

Die Diskussion des vorhandenen Materiales beweist also in vielfacher Hinsicht die Existenz einer durchschnittlich vier- bis fünfjährigen Periode des Eisvorkommens bei Island.

Prof. Meinardus untersuchte nun weiter, ob Beziehungen zwischen den Schwankungen der Eistrift bei Island und der Sonnenfleckenperiode nachweisbar sind. Er stellt in folgender Tabelle die Beziehungen der Eisjahre zur elfjährigen Sonnenfleckenperiode dar.

Sonnenfl. Max. Jahre	1805	16	29	37	48	60	70	83	94	Mittel
Eisjahre	1802	17	27	37	(48)	59	69	81	92	
Zeitdifferenz . . .	—3	+1	—2	0	(0)	—1	—1	—2	—2	—1.1
Eischarakter . . .	**102**	**100**	**78**	**78**	(7)	**46**	**84**	**82**	**76**	73.
Abweich. vom Mittel	+79	+77	+55	+55	(—16)	+23	+61	+59	+53	+50
Sonnenfl. Min. Jahre	1810	23	33	43	56	67	78	89	1901	
Eisjahre	11	21	35	(43)	56	66	78	88	1902	
Zeitdifferenz . . .	+1	—2	+2	(0)	0	—1	0	—1	+1	0.0
Eischarakter . . .	16	**82**	**47**	(5)	35	**110**	24	**104**	**64**	54
Abweich. vom Mittel	—7	+59	+24	(—18)	+12	+87	+1	+81	+41	+31

Es ergibt sich, daß sowohl etwa ein Jahr vor dem Sonnenfleckenmaximum wie auch gleichzeitig mit dem Sonnenfleckenminimum schwere Eisjahre aufzutreten pflegen.

In der obigen Tabelle kommen nicht weniger als 13 Eisjahre vor, die vorher als schwere bezeichnet worden sind, indem der sie kennzeichnende Wert das Doppelte des Mittelwertes (23) erreichte oder überschritt. Während des ganzen Zeitraumes 1800 bis 1904 gab es 17 derartige Jahre. Die Mehrzahl ist also den Wendepunkten

---

[1]) Als schwere Eisjahre sind solche gerechnet, in denen der Eischarakter das Zweifache des Mittelwertes aller Jahre (23) mindestens erreichte. Sie sind durch fetten Druck hervorgehoben.

der Sonnenfleckenperioden nahe gelegen. Die verbleibenden vier Jahre sind folgende: 1801, 1807, 1874 und 1882. Davon sind 1801 und 1882 den beiden in der Tabelle auftretenden Jahren 1802 und 1881 benachbart. 1807, ein sehr schweres Eisjahr, hätte vielleicht statt des leichten 1811 dem Sonnenfleckenminimum von 1810 zugeordnet werden können. 1807 und 1874 sind die einzigen schweren Eisjahre, die mitten in die Zeit zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum fallen.

Die Diskussion der Tabelle läßt also keinen Zweifel darüber, daß die Zeit der geringsten Sonnenfleckenhäufigkeit und die darauf folgende Zeit bis zum Maximum durch großen Eisreichtum und durch die Tendenz zu schweren und schwersten Eisjahren bei Island ausgezeichnet ist.

Diese Tatsache tritt noch deutlicher vor Augen, wenn man eine Ausgleichung vornimmt.

Um die $4^1/_2$jährige Periode zu eliminieren, wurde für jedes Jahr das fünfjährige Mittel aus den Werten dieses und der beiden ihm voraufgehenden und nachfolgenden Jahre eingesetzt, es wurden mit andern Worten fortschreitende Lustrenmittel gebildet, und diese dann durch die Formel (a + b + c) : 3 ausgeglichen. Folgende Tabelle enthält die Abweichungen derselben vom Mittel (23). Die Wendepunkte sind durch fetten Druck, bzw. Sternchen hervorgehoben.

1800	+11	1820	+ 8	1840	— 6	**1860**	— 2	1880	+ 9
01	**+17**	21	+ 3	41	—12	61	— 6	81	**+13**
02	**+17**	22	+ 3	42	—16	62	— 8*	82	**+13**
03	+13	23*	— 1	43*	—19	63	— 4	**83**	+11
04	+ 7	24	— 2*	44	—21*	64	+ 5	**84**	+ 7*
05	+ 3	25	— 2*	45	—21*	65	+14	85	+ 8
06	0	26	+ 4	46	—21*	66*	+22	86	+12
07	— 2	27	+ 7	47	—20	67	+29	87	+17
08	— 1	28	+ **9**	**48**	—19	68	+**30**	88*	+16
09	— 5	**29**	+ 3	49	—18	69	+24	89	+17
1810*	—10	1830	— 4	1850	—18	**1870**	+16	1890	+12
11	—16	31	—11*	51	—18	71	+13	91	+ 8
12	—17*	32	—11*	52	—16	72	+ 8	92	+ 3
13	—15	33*	— 9	53	—13	73	+ 4	93	+ **5**
14	— 8	34	— 2	54	— 8	74	0	**94**	+ 2
15	— 1	35	+ 3	55	— 3	75	— 1	95	— 2
16	+ 5	36	+ 8	56*	+ 3	76	— 6	96	— 7
17	+ 6	**37**	+ 7	57	+ **6**	77	— 9*	97	— 8
18	+**10**	38	+ 5	58	+ **6**	78*	— 9*	98	—11*
19	+ 9	39	0	59	+ 1	79	0	99	—10
								1900	— 4
								1901*	— 2

Der Zusammenhang zwischen der Sonnenfleckenhäufigkeit und den Schwankungen der Eistrift bei Island ist in den meisten Zyklen deutlich in dem schon oben angegebenen Sinne vorhanden. Das Maximum der ausgeglichenen Eisperiode geht in der Regel dem Maximum der Sonnenflecken vorauf. Abweichungen sind vorhanden

1. im zweiten Jahrzehnte des Jahrhunderts, wo sich das Maximum der Eisperiode um einige Jahre verspätet hat, 2. im fünften Jahrzehnte, das wegen seiner andauernden Eisarmut in jeder Hinsicht eine besondere Stelle einnimmt, ferner 3. im Sonnenfleckenzyklus 1883 bis 1894, in welchem ein Maximum der Eistrift zur Zeit des Sonnenfleckenminimums (1888) eintrat, und das normale Maximum der Eistrift vor dem Sonnenfleckenmaximum von 1894 in den ausgeglichenen Werten nur schwach angedeutet erscheint.

Diese Ausnahmen von der Regel vermögen aber den Eindruck nicht zu stören, daß ein gesetzmäßiger Zusammenhang zwischen der Sonnenfleckenperiode und den Schwankungen des Eisvorkommens bei Island vorhanden ist. Er läßt sich kurz in die Worte fassen:

Das Maximum der ausgeglichenen Eisperiode fällt meist auf die Zeit zunehmender, das Minimum auf die Zeit abnehmender Sonnenfleckenhäufigkeit.

Brückners Klimaschwankungen und die Schwankungen der Eistrift bei Island zeigen, wie schon Sieger behauptet hat, auch nach den Untersuchungen von Prof. Meinardus eine deutliche Korrespondenz. Derselbe findet, daß der von den kürzern Schwankungen befreite säkulare Gang des Eisvorkommens bei Island folgende Minima und Maxima aufweist, denen die entsprechenden Epochen der Brücknerschen Perioden der Temperatur und des Regenfalles für die Landflächen der Erde beigefügt worden sind.

	Eis bei Island	Temperatur		Regenfall
Min.	1811—15	1806—20	Max.	1806—25
Max.	21—35	21—35	Min.	26—40
Min.	46—50	36—50	Max.	41—55
Max.	61—65	51—70	Min.	56—70
Min.	76—80	71—85	Max.	71—85
Max.	86—90			

Die letzten Rubriken der obigen Tabelle lassen erkennen, daß nicht nur Regenfall, Temperatur und Luftdruck größerer Länderräume, sondern auch so spezielle Elemente, wie die Luftdruckdifferenz zwischen Kopenhagen und Stykkisholm (auf Island), wie auch die Lufttemperatur in Westgrönland (Jacobshavn) Variationen erleiden, die mit den langjährigen Schwankungen der Eistrift bei Island übereinstimmen.

Es ist, betont Prof. Meinardus, eine gerade für unsere Untersuchung sehr bemerkenswerte Tatsache, daß die Temperaturschwankungen in Westgrönland im entgegengesetzten Sinne verlaufen wie auf den benachbarten Festländern. Grönland gehört mit seiner weitern Umgebung zu den sogenannten „Ausnahmegebieten", in denen die für die größern Landflächen geltenden Klimaschwankungen kompensiert werden. Wir sehen also Perioden eisreicher Jahre bei Island mit kalten Perioden in Grönland zusammenfallen, eisarme mit warmen Perioden.

Wenn man noch in Betracht zieht, daß die Luftdruckdifferenz zwischen Kopenhagen und Island als ein Maß für die Stärke der nordatlantischen Zirkulation angesehen werden darf, so kann man die Gesamtheit der durch obige Tabelle und die Tafel repräsentierten Tatsachen folgendermaßen zusammenfassen:

a) Die eisreichen Perioden bei Island fallen im allgemeinen zusammen

1. mit Brückners warmen, trockenen Perioden der Festlandsgebiete, soweit sie keine Ausnahmegebiete sind,
2. mit Perioden niedriger Temperatur in Grönland,
3. mit Perioden verstärkter nordatlantischer Zirkulation.

b) Die eisarmen Perioden bei Island korrespondieren dagegen

1. mit Brückners kühlen, feuchten Perioden unter obiger Beschränkung,
2. mit Perioden hoher Temperatur in Grönland,
3. mit Perioden abgeschwächter nordatlantischer Zirkulation.

In einem besondern Abschnitte betrachtet Prof. Meinardus den Einfluß der Eistriftschwankungen bei Island auf die Strömungen, sowie auf die Wasser- und Lufttemperatur, bezüglich deren hier auf das Original verwiesen werden muß.

Die Eisdrift im Gebiete der Baffinsbai hat Dr. Ludwig Mecking untersucht.[1]) Es ist eine fleißige und wichtige Arbeit, die zunächst einen abschließenden Charakter trägt, aber zu weitern umfassenden und sorgfältigen geophysikalischen Beobachtungen in jenem Meeresgebiete dringend auffordert.

Zunächst untersucht Dr. Mecking die Abhängigkeit der Bewegung der Eisberge und Eisschollen (des Feldeises) von den Meeres- und Luftströmungen. Die bekannte Behauptung, daß erstere vom Winde unabhängiger sind als letztere, ist zwar richtig, aber doch nur ein allgemeiner Ausdruck, der einer genauern Fassung bedarf. Auf Grund eingehender Prüfungen gibt Dr. Mecking diese in folgender Form:

I. Für das Feldeis: Das Feldeis wird in seiner Bewegung von jedem jeweiligen Winde beeinflußt.

II. Für das Bergeis; 1. In (praktisch) strömungslosen Meeresteilen hat der Wind auf die Bewegung der Eisberge einen unbedingten und durchaus merklichen Einfluß. Der Effekt eines Windes von der Stärke 7 kommt sogar dem einer mittelmäßigen Strömung nahe; vor sturm- und orkanartigem Winde vollends, wie z. B. einem Föhn, dürften die Berge getrieben werden wie in einer starken Strömung.

2. In Gebieten mit einer herrschenden und tiefgehenden Strömung überwiegt zwar entschieden der Einfluß der Strömung, kann aber doch der des Windes unter Umständen zur Geltung gelangen. Das heißt: Der der Strömung entgegenwehende Wind wird nur in den allerseltensten Fällen, wenn überhaupt, imstande sein, die Bewegungsrichtung der bereits in der Strömung treibenden Berge direkt umzukehren, der mit der Strömung wehende Wind wird aber wohl imstande sein, die Bewegung der in der Strömung treibenden Eisberge zu beschleunigen; der senkrecht zur Strömung wehende Wind wird sicher

[1]) Veröffentl. des Instituts für Meereskunde in Berlin 1906. 7. Heft; Gaea 1905. p. 339.

die in der Strömung befindlichen Eisberge allmählich über die Strömung hinüber zu treiben vermögen in einer Richtung, die einen größern oder kleinern Winkel mit der Strömungsrichtung bildet je nach der Stärke des Windes.

Aufgabe der speziellen Untersuchung war es nun, aus der beobachteten Tatsache der Eisdrift die zugrunde liegenden Strömungen und die bedingenden Witterungsverhältnisse herauszufinden. Dabei wird als erstes allgemeines Kriterium die Beschränktheit der Windwirkung gegenüber der Strömungswirkung festgehalten; ein zweites unterscheidendes Merkmal liegt in der Strömung gegenüber der variablen Witterung, so daß man aus stets in gleicher Weise wiederkehrenden Erscheinungen der Eisdrift auf die konstante Ursache, also auf die Strömung, schließen kann, dagegen aus den Verschiedenheiten der Eiserscheinungen in einzelnen Jahren oder Monaten usw. auf die variable Ursache, also auf die Witterung.

Die Untersuchung der Abhängigkeit der Eisdrift von den Strömungsverhältnissen kann sich aber lediglich nicht auf die bisherigen Karten und Beschreibungen dieser Strömungen im Bereiche der Bafffinsbai beschränken, sondern bedarf der Hinzunahme der Wassertemperaturbeobachtungen. Dr. Mecking gibt auf Grund dieser sämtlichen Indizien eine systematische Darstellung der Strömungsverhältnisse in allen ihren Wurzeln und Zweigen. Dieser Teil seiner Untersuchung ist von großer Wichtigkeit, und er führt zu folgender einheitlichen Zusammenfassung des ganzen Strömungsbildes.

„Die ganze Wasserzirkulation der Ozeane," sagt Dr. Mecking, „stellt sich dar als ein Streben zum Ausgleiche zwischen polarem und äquatorialem Wasser, welches auf einem gleichsinnigen Streben der Winde beruhend im wesentlichen noch durch die ablenkende Erdrotationskraft, die Küstenkonturen, und die Bodenplastik beeinflußt wird. Entsprechend dieser Tatsache sind bekanntlich in höhern nördlichen Breiten an den Westküsten polwärts gerichtete Wasserbewegungen und an den Ostküsten äquatorwärts ziehende zu erkennen (Mohn), und zwar im großen wie im kleinen; und aus demselben Grunde ist in beckenartigen Meeresteilen stets eine Umkreisung von rechts nach links vorhanden. — So treten uns auch in der Davisstraße und Baffinsbai vor allem zwei Hauptwasserbewegungen entgegen, eine geht am Ostrande nach Norden, eine am Westrande nach Süden. Ferner sehen wir überall in den kleinen Becken des amerikanischen arktischen Archipels die südlich ziehende Strömung sich an die Westküste anlehnen und, wo es nicht durch kompliziertere Bedingungen vereitelt wird, einen Kreislauf entwickeln von rechts nach links. Die aus den nördlichen Straßen nach Süden gerichtete Wasserbewegung bildet die Wurzel für die eigentliche polare Strömung, die Labradorströmung; und die antipolare Strömung ist eine Fortsetzung des umgebogenen Ostgrönlandstromes, vermischt mit Golfstromwasser. Dieser antipolare Strom zweigt nun bei seinem weitern Verlaufe zum Teile allmählich in die Labradorströmung hinüber, zum andern Teile zieht er hinauf bis gegen 75° nördl. Breite.

Es läge nun von vornherein ziemlich nahe, zu vermuten, daß diese beiden Strömungen sich im Norden zu einem Kreislaufe schlössen und so eine einfache Umkreisung des „Beckens" der Baffinsbai zustande brächten. Aber in der Tat ist es nicht so, und bei genauerm Zusehen ganz natürlich. Denn die Baffinsbai ist doch schließlich kein so umgrenztes Becken wie etwa das Mittelmeer oder wie manches andere Randmeer. Durch die beiden sich gegenüber stehenden Öffnungen, den schmalen Smithsund und die breite Davisstraße, ist es vielmehr bedingt, daß zu den zwei ersten Strömungselementen (Westgrönlandströmung und Westeislabradorströmung) ein zweites Elementenpaar sich gesellt: die Smithsundströmung und die Davisunterströmung. Damit ist aber der ganze weitere Verlauf der Strömungen von selbst gegeben. Indem nämlich diese beiden letztern vor dem Smithsunde aufeinandertreffen, wird erstens eine Teilung der Smithsundströmung bewirkt, der eine Ast bildet im Westen eine Wurzel für die Labradorströmung, der andere zieht am Kap York vorbei; und zweitens wird durch dieses Zusammentreffen ein teilweises Aufsteigen der Davisunter-

wassers bewirkt, welches dann mit nach Süden abfließt, besonders auf der östlichen Seite (Erdrotation). Aus diesen beiden Quellen, der Kap Yorkströmung und dem abfließenden Davisunterwasser, und noch aus einer dritten, nämlich der schließlichen Umkehrung der Westgrönlandströmung, bildet sich ein sekundärer, südlich gerichteter Stromzweig in der Baffinsbai aus, die Mitteleisströmung, welche durch ihr Streben nach rechts (Erdrotation) zur schließlichen Vereinigung mit der Westeisströmung gelangt, wodurch der ganze Kreislauf im Gesamtbereiche der Baffinsbai geschlossen ist.

Fassen wir endlich das gesamte nordwärts ziehende und das gesamte südwärts ziehende Wasser ins Auge, so tritt auch darin im ganzen die der Erdrotation entsprechende Tatsache hervor, daß mehr im Osten die nordwärts gerichtete, mehr im Westen die entgegengesetzte Wasserbewegung vor sich geht."

Die weitere Untersuchung erstreckt sich über die Abhängigkeit der Eisdrift von den Witterungsverhältnissen. Hier sind es nun die Winde, welche in jeder Hinsicht die Hauptrolle spielen, und zu deren Klarlegung dienten Dr. Mecking die synoptischen Wetterkarten, die für die passenden Monate hergestellt, untereinander und mit denen die Beobachtungen über die entsprechenden Eisverhältnisse verglichen wurden. Letztere aber sind mangelhaft und schwierig gegeneinander richtig abzuwägen. Dabei wurde es notwendig, die verschiedenen Punkte, in denen die einzelnen Eisjahre sich voneinander unterscheiden können, scharf auseinander zu halten. „So zeigt sich z. B. jedes Eisjahr auf den ersten Blick als geschlossenes Ganzes, wenn auch bisweilen einmal eine neue Eisdrift sich an die vorausgehende unmittelbar anschließt. Es sind deshalb auch zunächst die Eisjahre als ganze zu betrachten und die Verschiedenheiten in den einzelnen ganzen Eisjahren durch Witterungsursachen zu erklären, und danach erst können Verschiedenheiten einzelner Monate ins Auge gefaßt und auf Witterungserscheinungen zurückgeführt werden. Ferner ist von der Gesamtstärke der einzelnen Eisjahre ihre Dauer zu trennen. Gerade diese beiden Erscheinungen werden zwar vielfach miteinander verquickt, aber sie sind durchaus nicht voneinander abhängig, ein sehr eisreiches Jahr kann von verhältnismäßig kurzer Dauer sein, und umgekehrt, und läßt somit vermuten, daß auch die bedingenden Witterungsursachen ganz verschiedene sein werden für diese beiden Eigenschaften, Stärke und Dauer."

Mecking untersuchte daher zunächst die Gesamtstärke der einzelnen Eisjahre (Eismengen) ohne Rücksicht auf alle andern Eigentümlichkeiten, dann die Erscheinungen sekundärer Art, z. B. früheres oder späteres Auftreten und Verschwinden, kürzere oder längere Dauer, örtliche Verteilung usw. alles ebenfalls in keiner Abhängigkeit von Witterungsverhältnissen. Ein Blick auf die Tabellen über die Eismengen offenbart sogleich, daß auch ein Jahr im ganzen an Gletschereis reich sein kann, während es an Meereis nur sehr geringe Mengen aufweist, und umgekehrt. Diese Tatsache besagt aber, daß entweder Herkunft oder Transportbedingungen oder beides für die zwei Eisarten verschieden sein muß, daß infolgedessen auch die die Eismenge bestimmende Witterungsursache für jede der beiden Arten eine andere sein wird oder wenigstens sein kann, und daß somit eine weitere Trennung in der Untersuchung der Witterung erforderlich ist, nämlich zwischen Gletschereis und Meereis.

Bezüglich der Herkunft und des allgemeinen Verlaufes der Gletschereisdrift gelangt Mecking zu dem Ergebnisse, daß nur die Westküste Grönlands hierfür in Betracht kommt. Dabei sind es fast ausschließlich die großen Eisströme nördlich von 69° nördl. Breite auf der ganzen Strecke, wo „große und tiefe Meeresbuchten" durch den hohen, äußern Gebirgsrand der Westküste hindurchgreifen und die ausgedehnte, dahinterliegende Mulde, welche ein riesiges Sammelbecken für das von den Höhen des Ostens und des Innern herunterziehende Inlandeis darstellt, anzapfen. „Jeder Fjord wird dadurch zum lokalen Sammelgebiet, welches aus dem gemeinsamen mit Eis gefüllt wird." Auf dieser Strecke liegen denn auch alle fünf großen Eisfjorde,

welche die weit überwiegende Menge von Eisbergen liefern. Es sind folgende: der Jakobshavner Eisstrom, der Torsukatak, der Große Karajak, der Umiamako und der Upernivikeisstrom. Die Produktion derselben ist kolossal. Von dem Großen Karajak z. B. überschreiten nach v. Drygalskis Schätzung jährlich ungefähr 15 *ckm* Eis die Kalbungsgrenze, und im Jakobshavner Fjord sah Hayes Tausende von Bergen. Außer diesen fünf mächtigsten sind auf v. Drygalskis Karte noch sieben bedeutendere Eisströme verzeichnet, ebenfalls zwischen 69 und 72° nördl. Breite."

Die über drei bis vier Breitengrade ausgedehnte Küstenstrecke in der Gegend der Discobucht und Nordostbucht hat sich in den Untersuchungen Meckings als diejenige Stelle herausgeschält, welche praktisch als die alleinige Ursprungsstätte der nach Neufundland gelangenden Eisbergmengen anzusehen ist. Als Mittelpunkt der riesigen Eisbergwerkstätte kann nach einer Mitteilung v. Drygalskis an Dr. Mecking die Unbekannte Insel gelten.

Abgesehen von Schwankungen im Uperniviksande erklärt v. Drygalski die Unabhängigkeit der Bewegung des Inlandeises von der Jahreszeit für feststehend. Daraus folgert Mecking mit Recht, daß die Bewegung und damit die Eisbergproduktion auch von der verschiedenen Witterung ganzer Jahre unbeeinträchtigt bleibt, und daß die Verschiedenheiten bei Neufundland nur auf solche Witterungsverhältnisse zurückgeführt werden können, welche die Drift der fertigen Eisberge beeinflussen.

Die nächste Ursache für das Ausstoßen der Fjorde ist die Lockerung und Zerstörung des Fjordeises. „Diese Ursache jedoch," sagt Mecking, „stellt sich offenbar in jedem Jahre in gleicher Weise ein, kann also keine Verschiedenheiten im Eisverhalten der einzelnen Jahre bedingen; in Temperaturverhältnissen wird die Lösung unserer Frage nicht zu suchen sein. Aber das zweite Moment, welches hinzukommen muß, um das Ausstoßen zu bewerkstelligen, sind die Winde; sie haben den Hauptanteil an dem Zustandekommen des Ausstoßens. Und ist dieses erst vollzogen, so sind die Eisbergschwärme noch immer nicht dem offenen Meere überliefert, sondern treiben zerstreut oder gruppiert umher in den äußern Teilen der Fjorde und in den großen Buchten und Kanälen zwischen dem Gewirre von Inseln und Halbinseln, überall in den Wasserwegen Grönlands. Ein solcher Ansammlungs- und Aufstapelungsort ist vor allem das Waigat, welches in den Eisbergberichten der jeweiligen Besucher stets eine besondere Rolle spielt, und von dem auch v. Drygalski eine „große Fülle von Eisbergen" meldet, die er kurz nach dem Ausstoßen des Fjordes im Juni 1891 dort angetroffen habe; sie rühren zum größten Teile vom Torsukatakeisstrome her. Um weiter die Berge von dort aus endlich ins freie Meer zu befördern, dafür sind wieder die Winde die Triebkraft, dafür sogar die einzige, wenn man von unregelmäßigen Strömungen in diesen Kanälen und Straßen absieht, die wohl nur Ebbe- und Flutströmung sind und im übrigen ein Abbild der Winde darstellen. Und sind schließlich die Schwärme glücklich im offenen Meere vor den Fjorden und Sunden angelangt und der dort herrschenden Strömung anheimgegeben, dann werden sie ohne ablenkenden Wind einfach nach Norden in die Melvillebai entführt einem ungewissen Schicksale entgegen und kommen für die nächste neufundländische Eisregion nicht in Betracht; hier hat also der Wind nochmals und in noch entscheidenderem Maße als an den ersten Stadien die Möglichkeit, einzugreifen und das Geschick der Eisdrift bestimmen zu helfen. — Wind, Wind und wieder Wind ist also die Kraft, welche hier bei den großen grönländischen Fjorden sofort zu Beginn der Eisdrift in jeder Hinsicht über den weitern Verlauf derselben den Ausschlag gibt, und auf die wir darum unser erstes Augenmerk zu richten haben, um den verschiedenen Ausfall der neufundländischen Eisjahre zu erklären. Damit haben wir den Schlüssel zur Lösung des gestellten Problemes gewonnen.

Die so dem Meere übergebene Eisberglast wird alsdann in mehr oder weniger großem, nach Norden gewölbtem Bogen aus der Westgrönlandströmung in die Mitteleisströmung übergeführt, und so gelangt eine mehr oder minder

große Menge in die Westeis- und Labradorströmung. Ungefähr Anfang Dezember mag das Gros die Gegend von Kap Chidley passieren, auf der Drift längs der Labradorküste wird die Masse dann noch immer mehr auseinandergerissen und aufgehalten, bis schließlich in den ersten Monaten des folgenden Jahres die ersten Vorboten bei Neufundland eintreffen, während der Höhepunkt der dortigen Eisbergsaison im Durchschnitte auf die Zeit von März bis Mai fällt, um danach im allgemeinen nur noch den Nachzüglern Platz zu machen."

Mecking entwarf nun Karten des mittlern Luftdruckes der Baffinsbai und Umgebung für die Monate Juni, Juli und August, d. h. für die Zeiten, wo die Eisbergmenge bei den großen Fjorden in Drift kommt, und welche gleichzeitig den Hochsommer darstellt, wo durch Schmelzwasser und durch die beständigen Gleichgewichtsänderungen an sich schon alles in den Fjorden in Bewegung ist und nach den Ausgängen drängt. Zunächst stellte Mecking eine Mittelkarte der Luftdruckverteilung in jenen Monaten für die Jahre 1882 bis 1897 her. Sie zeigt drei Depressionen, eine zwischen Norwegen und Island (das ostisländische Minimum), eine zweite zwischen Island und Grönland (das westisländische Minimum) und eine dritte mit ihrem Zentrum im Süden der Baffinsbai (das Baffinsbaiminimum). Es fragt sich nun, welche Abweichungen von dieser mittlern oder normalen Luftdruckverteilung es sind, welche die verschiedenen Eiszustände bei Neufundland hervorrufen. Um dies zu ermitteln, teilte Mecking die sämtlichen Beobachtungsjahre zunächst in zwei Gruppen, eisreiche und eisarme an Eisbergen, und konstruierte für jede dieser Gruppen wiederum eine Karte der mittlern Luftdruckverteilung. Die Untersuchung derselben führte ihn zu folgendem Ergebnisse: „Beim Vergleiche der Sommerwetterkarte der eisbergreichen mit denen der eisbergarmen Jahre stellten sich zwei charakteristische Unterschiede heraus, welche auf zwei Bedingungen für das Eintreten eines eisreichen, bzw. -armen Jahres hinausliefen. Die erste dieser Bedingungen lautete, kurz gesagt, daß zum Zustandekommen eines reichen neufundländischen Eisjahres notwendig sei, daß an der grönländischen Westküste überhaupt möglichst große Windkraft vorhanden sei (für arme Jahre weniger oder gar keine). Und diese Bedingung ist ohne weiteres verständlich, wenn man bedenkt, wie sehr der Wind gerade bei Beginn der Eisdrift vom Hintergrunde der Fjorde aus bis zur Mitteleis- und Westeisströmung in seine Rechte treten kann. — Die zweite Bedingung sagte aus, daß dieser Wind, wenn ein eisbergreiches Jahr folgen solle, möglichst Ostwind sein müsse (abweichende Winde für armes Jahr), und das wurde folgendermaßen begreiflich. Der Ostwind drängt das Bergeis aus den Eisstrommündungen möglichst vollständig, unversehrt und schnell bis zur Mitteleisströmung. Ein von der Ostrichtung abweichender Wind dagegen wird ein eisbergärmeres Jahr bei Neufundland nach sich ziehen, weil erstens ein Teil der zur Verfügung stehenden Eisbergmengen gar nicht in die Mitteleisströmung gelangt, sondern auf den verschiedenen Stadien des Weges bis dahin schon scheitert, und weil zweitens derjenige Teil, welcher glücklich die Mitteleisströmung erreicht, nicht auf so kurzem Wege und in so kurzer Zeit dahin kommt (wie bei Ostwind), sondern verzögert wird, jede Verzögerung aber einer weitern Verminderung der auf dem Wege nach Neufundland begriffenen Eisbergmenge gleichbedeutend ist."

Natürlich kann auf Karten, welche Durchschnittswerte geben, der Zusammenhang auch nur mit mäßiger Deutlichkeit zum Ausdrucke kommen. Dr. Mecking hat nun auch Wetterkarten für die einzelnen Eisjahre konstruiert und untersucht. Aus dieser Prüfung ergab sich ihm folgendes: „Der Grundtypus der Wetterlage für eisbergreiche Jahre ist in den (drei) Einzelkarten, welche hervorragend reichen Jahren zugehören, so gut ausgeprägt, daß diese (drei) auch rein äußerlich als fast ganz übereinstimmend sich erweisen. Dieses zwar läßt sich von den Karten der nächsten Stufe, der reichen Jahre, nicht mehr sagen, aber das eigentlich Charakteristische und Wesentliche an den Karten der hervorragend reichen Bergeisjahre ist auch an denen der reichen noch durchweg vorhanden. Starke Abweichungen und Mängel in den wesent-

lichen Punkten, entweder einem oder mehrern, zeigen erst die Karten der eisbergarmen Jahre. Wollte man die Einzelwetterkarten in der Weise ordnen, daß man von dem für ein eisbergreiches Jahr günstigsten Falle fortschritte zu dem für ein armes Jahr günstigsten, also nach den Wetterkarten selbst, so würde wohl in der hier wirklich innegehaltenen Reihenfolge keine allzu große Umstellung vorzunehmen sein. Die Reihenfolge ist aber, wie schon gesagt, nach dem Grade der Eisjahre aufgestellt. Also entsprechen sich Eisjahre und zugehörige Wetterkarten in einem Maße, das als weitgehend bezeichnet werden darf, zumal wenn man bedenkt, daß daneben doch eine Reihe von unkontrollierbaren und hier nicht berücksichtigten Faktoren mitspielt. So viel ist demnach sicher, daß dem Sommerwetter bei den großen Fjorden in der Tat die Hauptentscheidung darüber zukommt, in welcher Menge die Eisberge im folgenden Jahre bei Neufundland auftreten."

Mecking hat auch die Herbstwitterung des jedem Eisjahre vorausgehenden Jahres untersucht und gefunden, daß sie keinen Einfluß auf die Reichhaltigkeit der Eisbergdrift in dieser Jahreszeit ausübt, auch die Winterwitterung des einem Eisjahre vorausgehenden Jahres ist von wenig Einfluß.

Endlich hat Dr. Mecking nachgewiesen, daß meereisreiche Jahre hohe Luftdruckgradienten in den vorhergehenden Monaten zur Voraussetzung haben, meereisarme Jahre aber niedrige Gradienten, ein Resultat, welches dem von Brennecke[1]) für die isländische Eisregion, in der es sich ja fast ausschließlich um Meereis handelt, abgeleiteten ganz analog ist.

Diese Beziehung zwischen der Menge des in den einzelnen Jahren bei Neufundland auftretenden Feldeises und den unmittelbar vorausgehenden Luftdruckverhältnissen zu beiden Seiten der Labradorküste ist von Dr. Mecking nachgewiesen für zwei volle Dezennien, und es ist keine einzige unerklärte Stelle in diesem Zeitraume übrig geblieben. Zum vollen Verständnisse des festgestellten gesetzmäßigen Zusammenhanges war es unerläßlich, in eine umfangreiche Betrachtung einzutreten über Herkunft, Verlauf und Schicksal der Meereisdrift aus dem gesamten Bereiche der Baffinsbai.

Dies hat Mecking vollständig durchgeführt und faßt die Ergebnisse mit folgenden Worten zusammen: „Ein Teil des Meereises vom ganzen Bereiche der Baffinsbai gelangt überhaupt nie an die Labradorküste, erst recht nicht nach Neufundland, so daß vom Ostgrönlandstrome um Kap Farewell geführte, ferner das Buchteneis von der westgrönländischen Fjordgegend und das Eis aus der Hudsonstraße. Der größte Teil des bei Neufundland auftretenden Meereises stammt von der Labradorküste selbst, hauptsächlich aus Feldern, weniger aus Packeis bestehend. Und hierzu kommt eine relativ geringere Menge des vom hohen Norden heruntertreibenden Westeises, welches vorwiegend Packeis ist. Aber auch für dieses bildet die Labradorküste gewissermaßen eine Durchgangs- und Kontrollstation. So kann man denn die Labradorküste als das eigentliche Eismagazin betrachten, welches im allgemeinen (Ausnahmen sind natürlich denkbar, etwa ungewöhnlich milde Winter) reiche Vorräte beherbergt, die nur auf günstigen Wind warten, um nach Neufundland zu gelangen, andernfalls an der Küste selbst im Sommer schmelzen. Damit wird zur Genüge verständlich gemacht sein, inwiefern der oben gefundene Zusammenhang bestehen kann, inwiefern die nach Neufundland treibende Meereismenge im ganzen von dem Wintergradienten bei Labrador abhängig ist."

Auf die kleinen Eigentümlichkeiten und Verschiedenheiten in der Abhängigkeit der Meereismenge von den Witterungsverhältnissen kann hier nicht eingegangen werden, ebensowenig auf die von Mecking erörterte Frage nach der Möglichkeit einer Eisprognose, dagegen möge die Zusammenfassung der

[1]) W. Brennecke, Beziehungen zwischen der Luftdruckverteilung und den Eisverhältnissen des ostgrönländischen Meeres. — Ann. d. Hydr. 1904. p. 49.

Hauptergebnisse der ganzen Untersuchung mit Dr. Meckings Worten hier zum Schlusse abgekürzt wiedergegeben werden:

„Es wurden in zwei getrennten Hauptteilen einerseits die Strömungen und anderseits die Witterungsverhältnisse abgeleitet, welche das in und aus dem Bereiche der Baffinsbai treibende Eis beeinflussen, wobei die Strömungen der Hauptsache nach aus dem großen allgemeinen Verhalten der Eisdrift erkannt wurden. die Witterungsverhältnisse dagegen vorwiegend in den Variationen der Eisdrift, den Verschiedenheiten in Menge, Verteilung usw. von Jahr zu Jahr, sich widerspiegelten.

Aus jenem einen Teile der Untersuchung, in welchem der Sicherheit wegen noch einige Wassertemperaturbeobachtungen herangezogen wurden, ging eine einheitliche Strömungskarte hervor, die die zuletzt entworfene Strömungskarte von Pettersson aus dem Jahre 1900 wiedererkennen läßt, sie zum Teile bestätigt, im übrigen erweitert, ergänzt und verändert. Insbesondere ließ sich die Davisunterströmung weiter nach Norden verfolgen und mit dem Nordwasser in Zusammenhang bringen, wodurch zugleich eine neue einfache Erklärung für diese merkwürdige Erscheinung an die Hand gegeben war und überhaupt dem Phänomen des Nordwassers die erste umfassendere Behandlung zuteil wurde, und wodurch ferner die gesamte Wasserzirkulation im Bereiche der Baffinsbai zu einem geschlossenen Organismus, dem Labradorströmungssysteme, zusammengefügt wurde. Nachdem mit den Strömungen die allgemeine Bahn festgelegt war, auf der die Eisbewegungen vor sich gehen, wurden die Eismassen auf diesem Wege Schritt für Schritt verfolgt mit Rücksicht auf die Witterungsverhältnisse, welche ihr Schicksal beeinflussen. Für diese Untersuchung war vor allem eine Trennung der beiden Haupteisarten, Gletschereis und Meereis, nötig, da beide nicht den gleichen Transportbedingungen unterliegen, außerdem nicht denselben Herkunftsort haben. Es gelang, für jede der beiden Eisarten ein bestimmtes Gesetz zu finden, welches die in erster Linie bestimmenden Witterungsverhältnisse für ein mehr oder minder reichliches Auftreten des Eises bei Neufundland angibt.

Das Gesetz für das Gletschereis läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

Die in einem ganzen Jahre bei Neufundland zu erwartende Gesamtmenge an Bergeis wird bestimmt durch die Wetterlage des vorausgehenden Sommers, so zwar, daß ein bergeisreiches Jahr zustande kommt, wenn diese Wetterlage sich auszeichnet durch besonders starken ostgrönländischen Hochdruck und durch möglichst ausgeprägtes Baffinsbaiminimum gegenüber dem meist minder ausgeprägten isländischen Teile des nordatlantischen Depressionsgebietes, so daß also östlich von Grönland ein möglichst weit ausgedehnter und hoher Luftdrucküberschuß vorhanden ist, der sich möglichst mit nur einer einzigen Stelle tiefsten Druckes in der Baffinsbai auszugleichen strebt und infolgedessen an die ungefähr quer über Grönland und in flachem Bogen über die Baffinsbai verlaufenden Isobaren sich haltend als Ostwind an der westgrönländischen Fjordküste bei 70° nördl. Breite auftritt; ein eisbergarmes Jahr dagegen wird bestimmt durch eine Sommerwetterlage, in welcher die für die reichen Jahre angeführten Charakteristika mehr oder weniger verschwinden, so daß sie im ganzen nur eine Verschlechterung der für die reichen Jahre charakteristischen Wetterlage darstellt, wobei allerdings nach der einen Seite hin eine geringe Tendenz zur Ausbildung eines neuen, selbständigen Typus sich zeigt. — Bei der Sommerwitterung liegt die Hauptentscheidung, Herbst- und Winterwetter wirken nur modifizierend.

Das Gesetz für das Meereis ist weniger kompliziert und lautet:

Die in einem gewissen Jahre bei Neufundland erscheinende Meereismenge wird bestimmt durch den Luftdruckgradienten in den vorausgehenden Monaten November bis Januar zwischen Südgrönland und der Mündung des St. Lorenzflusses, und zwar ist der Eisreichtum um so größer, je stärker dieser Gradient ist.

Beide Beziehungen ließen sich in Zahlen und Kurven darstellen und sich lückenlos und ungezwungen erklären.

Endlich konnte eine Reihe von kleinern Eigentümlichkeiten und Verschiedenheiten der Eisdrift in ihrer örtlichen und zeitlichen Verteilung erkannt und auf Witterungsursachen zurückgeführt werden, insbesondere ergaben sich für Dauer und Höhepunktszeit der Eisdrift beider Arten (Berge und Felder) noch verhältnismäßig gut ausgeprägte Beziehungen zur Witterung."

Der Bottnische Meerbusen. Eine hydrographische Übersicht desselben gab, gestützt auf das neueste Beobachtungsmaterial, Rolf J. Witting, wovon ein zusammenfassender Auszug deutsch in den Annalen der Hydrographie vorliegt.[1])

Der Bottnische Meerbusen zerfällt in zwei größere Teile, die Bottnische Wiek und die Bottnische See, die durch engere und seichtere Gebiete voneinander und von der eigentlichen Ostsee getrennt sind. Die Bottnische Wiek ist von ziemlich regelmäßiger Bodenbeschaffenheit, der zentrale Teil von etwa 70 bis 100 *m* Tiefe mit einzelnen noch tiefern Mulden.

In der Bottnischen See verläuft ein über 100 *m* tiefes Gebiet sichelförmig, von Süden aus zuerst der finnischen Küste sich nähernd, bis hinüber zu der schwedischen Küste bei Angermanland, in deren Nähe auch die tiefste Mulde der See, das Hernösandstief, gelegen ist. Der mittlere westliche Teil ist seichter; hier finden sich Bänke mit einer Wassertiefe von etwa 20 *m*, die durch ihre Lage an Gotland und die um diese Insel herum gelegenen Bänke erinnern.

Der seichtere Nördliche Quark bildet zwischen der Bottnischen Wiek und der Bottnischen See eine Schwelle, deren größte Tiefe auf der finnischen Seite etwa 25 *m*, auf der schwedischen etwa 30 *m* beträgt.

Das Schärenmeer und das Alandsmeer trennen die Bottnische See von der eigentlichen Ostsee. Die Tiefenverhältnisse des Schärenmeeres sind sehr unregelmäßig. Zwischen den unzähligen Schären verlaufen unzählige Rinnen von 20 bis 30 *m* Tiefe, die in den nördlichen und südlichen Teilen bis über 50 *m* tief werden. Zwischen dem nördlichen Teile des Alandsmeeres und der Bottnischen See gibt es keine Schwelle. Die Meeresenge, der Südliche Quark, besitzt im Gegenteile die zweittiefste Mulde der ganzen Ostsee, das Alandstief von vollen 300 *m*, und da, wo der Quark sonst am seichtesten ist, dringt eine über 200 *m* tiefe Rinne als Fortsetzung des Alandstiefs nach Norden durch, um, allmählich seichter werdend, in dem 70 *m* tiefen südlichsten Teile der Bottnischen See plötzlich aufzuhören.

Das Alandsmeer wird durch eine über die Insel Flötjan (59° 48.5′ nördl. Breite, 19° 47′ östl. Länge) gehende Schwelle von 70 bis 80 *m* in zwei tiefere Gebiete geteilt. Das südliche, kleinere Gebiet trennt eine nördlich von Bogskär gelegene Bank zwischen Föglöudde (59° 48′ nördl. Breite, 20° 37′ östl. Länge) und Svenska Björn (59°

[1]) Annalen d. Hydrographie 1906. p. 391, woraus oben der Text.

35′ nördl. Breite, 19° 48′ östl. Länge) vom Tiefenbecken der Ostsee. Die Bank hat eine Tiefe von ungefähr 35 *m*; in dem sehr unebenen steinigen Boden kommen Vertiefungen vor, die vielleicht in diesem Rinnen bilden können. Auf der finnischen Seite auf etwa 59° 40′ nördl. Breite und 20° 30′ östl. Länge zieht wahrscheinlich eine Rinne von über 50 *m* Tiefe durch die Bank. Und noch mehr nach Osten, nach dem Schärenmeere, findet sich eine andere solche Rinne, von welcher ein Zweig wahrscheinlich zum Alandsmeere führt.

Nach den Angaben von Ackermann ist das Areal der Bottnischen Wiek 36 500 *qkm* und das der Bottnischen See 66 900 *qkm*. Ihre mittlern Tiefen können ungefähr zu respektive 50 und 75 *m* geschätzt werden. In runder Zahl enthalten sie also respektive 1800 und 5000 *ckm* Wasser oder zusammen 6800 *ckm* Wasser.

Das Wasser der Bottnischen Wiek hat einen Salzgehalt unter $4.5^0/_{00}$, wobei Wasser von 3.5 bis $4^0/_{00}$ die mächtigste Schicht bildet, während in der Bottnischen See 4 bis $6.6^0/_{00}$ Wasser vorkommt, und die mächtigste Schicht aus 5.5 bis $6^0/_{00}$ Wasser gebildet ist.

Die Erklärung der Salzgehaltsverteilung ist einfach. Das salzigere und dadurch schwerere Ostseewasser sucht sich den Boden entlang einwärts in den Bottnischen Busen zu ergießen, während sich das leichtere und salzärmere Oberflächenwasser auswärts gegen die Ostsee bewegt. Durch eine beständige Zumischung von den unterliegenden Schichten nimmt der Salzgehalt des ursprünglich süßen Oberflächenwassers während der Bewegung gen Süden immer mehr zu (einige Orte ausgenommen, an welchen die Wirkung der Zufuhr von süßem oder relativ salzarmem Wasser ebenso groß oder größer als die Wirkung der Zumischung ist), während der Salzgehalt der Bodenschichten durch entsprechende Zumischung abnimmt.

Überall, wo Schwellen oder Meeresengen die Wasserversetzung beeinträchtigen, werden größere Salzgehaltsdifferenzen in allen Schichten hervorgerufen, wie an den Bänken zwischen der Ostsee und dem Alandsmeere, zwischen den beiden Bassins des Alandsmeeres, im Südlichen Quark, im Schärenmeere und im Nördlichen Quark. Speziell kann das Alandsmeer in dieser Hinsicht mit einer Schleuse verglichen werden.

Auf den großen Wassergebieten aber, wo sich die Wasserversetzungen ruhig abspielen können, wird die Aussüßung der auswärts gehenden Schichten und die Zunahme im Salzgehalte der auswärts gehenden langsamer vor sich gehen.

Eine jährliche Periode im Salzgehalte der Küstengebiete bis 30 bis 50 *km* ins Meer hinein kann in den zweijährigen Beobachtungen 1903 bis 1904 bemerkt werden. Maximum und Minimum treten hier in den obern und in den tiefern Schichten beinahe gleichzeitig ein.

Unperiodisch fortschreitende Veränderungen im Salzgehalte lassen sich in verschiedenen Jahren erkennen. Verfasser kommt zu dem Schlusse, daß man völlig berechtigt ist, den Bottnischen

Busen als ein von der eigentlichen Ostsee abgesondertes hydrographisches Zusammengehöriges zu betrachten. Das Alandsmeer, oder vielmehr sein südliches Becken — da das nördliche in hydrographischer Hinsicht der Bottnischen See sehr nahe steht — und das Schärenmeer bilden ein abgrenzendes Übergangsgebiet. Innerhalb des Bottnischen Busens können wieder die Bottnische See und die Bottnische Wiek als zwei verschiedene Einheiten gelten.

Inseln.

Der Strelasund und Rügen bildete den Gegenstand einer tektonischen Studie vom Prof. W. Deecke.[1]) Auf Grund seiner Studien war derselbe zu dem Schlusse gelangt, daß Rügen ein Schollenland ist, beherrscht vom herzynischen Systeme, das sich in Brüchen auf Jasmund und Wittow, in der Richtung der Jasmunder Boddenlinie, in der Erhebung der Kreide im südwestlichen Teile bei Samtens und Garz und schließlich im Strelasunde ausgeprägt. Nur auf Jasmund sind diese Spalten wirklich zu sehen; daß auch der NW—SO laufende, die Insel und das Festland trennende Sund gleichfalls ein Bruch sei, war bisher allein aus der Richtung und aus dem Solquellenphänomen erschlossen.

Diese Vermutung hat sich durch die Ergebnisse neuer Bohrungen, über die Prof. Deecke ausführlich berichtet, bestätigt. Rügen gehört nach diesem zu der dänischen Zone der Ostsee. „Wollin und Hinterpommern sind ein anderes Gebiet, geschieden durch die von mir schon mehrfach geschilderte Oderbuchtspalte, welche am Westrande von Bornholm entlang zieht. Während wir nämlich die genannten Rügener Schollen nach Möen und Seeland verlängern können, gelingt dies nicht im Südosten über die Oderbucht hinaus. Auf Wollin ist bisher kein Obersenon bekannt, nur Ober- und Mittelturon, vielleicht Cenoman. Die Juraschollen des Kamminer Gebietes finden kein Analogon, weder auf Rügen, noch in Dänemark; die Solquellen Hinterpommerns nehmen eine andere Richtung an — kurzum, die bisher erkennbare Struktur des hinterpommerschen Bodens weicht in vielen Zügen von der westlich ermittelten ab. Dagegen ordnen sich alle bisher bekannten Beobachtungen ungezwungen in das Schema ein, welches in Rügen drei herzynisch streichende Schollen des Kreidegebirges mit zwei dazwischenliegenden verdeckten oder meist abgetragenen Streifen des Alttertiärs annimmt. Umriß, Relief, Geschiebeführung des Diluviums, das lokale Auftreten der Bernsteine und Basalttuffe, Schweredifferenzen und erdmagnetische Störungen finden alle zusammen in einer derartigen Tektonik eine vorläufig durchaus befriedigende Erklärung."

---

[1]) Sitzungsber. d. K. Preuß. Akad. d. Wissens. 1906. p. 618.

Eine vergleichende Darstellung von Korsika und Sardinien gab G. Schoener.[1]) Beide Inseln hingen in der Vorzeit höchst wahrscheinlich miteinander zusammen, worauf schon die einheitlich verlaufende Struktur derselben, die gleichen physischen und ethnographischen Verhältnisse und nicht zuletzt der in den Bocche di Bonifacio als Brücke zwischen beiden Inseln gelegene kleine Archipel hinweisen.

In hydrographischer Beziehung sind auf Korsika zwei Hauptzonen zu unterscheiden, die des Westens und die des Ostens, von denen sich das größte Becken im Zentrum befindet, das seine Gewässer durch den von der Paglia Orba entspringenden Fiume Golo, dann durch die vom Lago Nino des Cimatelli kommenden Flüsse Tavignano und Fiumorbo (fast parallel mit Tavignano), ferner durch die Torrenti Fiumalto, l'Alezani und il Bravone dem Osten zuführt, während einige Torrenti von kurzem Laufe gegen Südosten abfließen. Die westliche Zone wird durch Fiume Liamone und Torrente Sagone in den Golfo di Sagone und den Porto in den Golfo di Porto, die südwestliche durch Fiume Taravo in den Golfo di Valinco, ferner durch die Torrenti Arboritello, Ortolo, Tanaria, Boracci und Prunelli, sowie den in den Golfo d'Ajaccio mündenden Gravone, die nordwestliche endlich durch den Fiume Fango in den Golfo di Galeria und die Torrenti Ostricori und Nebbio in den Golfo di San Fiorenzo gebildet, wozu sich noch die unbedeutende nördliche Region auf Capo Corso gesellt, deren Torrenti wie Luri, Mione u. a. nur kurzen Lauf haben. Außer einigen kleinen Alpenseen treten auf Korsika keine Seenbildungen auf.

Korsika ist, wie Reclus bemerkt, ein wahres Labyrinth von Bergen, plötzlich gewaltsam aus dem Meeresgrunde aufgetaucht und im Innern scheinbar ohne jede Ordnung von zerklüfteten Bergmassen erfüllt, jedoch hebt sich bei näherm Eingehen das Inselrückgrat deutlich ab, beginnt bei Capo Corso, stuft sich von Norden gegen Südwesten zum Golfo di San Fiorenzo (St. Florent) leicht ab, beschreibt hierauf eine Kreislinie gegen Westen, wo es das Golomassiv bildet, dessen Gipfel sich etwas unter der Grenze des ewigen Schnees halten, und in dessen Region die Paglia Orba (Pagliorba) mit 2525 *m* den Knotenpunkt des korsischen Gebirgssystemes bildet, von dem alle sekundären Ketten auslaufen, und wo der größte Fluß der Insel, der gegen Nordosten ins Tyrrhenische Meer gehende Golo, sowie der gegen Nordwesten in den Golfo di Galeria mündende Fango ihren Ursprung haben, während der nordöstlich davon liegende Monte Cinto mit 2707 *m* — Quellengebiet mehrerer gegen Süden und Nordwesten zum Golo gehender Zuflüsse — und der südwestlich gelegene Monte Rotondo mit 2625 *m* — letzterer der geographische Mittelpunkt der Insel und Quellengebiet der Restonica gegen Norden und der meisten Nebenflüsse des Tavignano gegen Süden — die beiden

[1]) Mitt. d. K. K. geogr. Ges. in Wien 1906. p. 74.

Kulminationspunkte der Insel bilden. Hierauf wendet sich der Hauptzug wieder in einer Kurve gegen Osten, kulminiert im Monte d'Oro, 2391 *m* (von dem der Gravone und Cruzini gegen Westen und der Vecchio östlich zum Tavignano gehen), Monte Renoso, 2325 *m* (Quellengebiet für Taravo gegen Südwesten und des Fiumorbo gegen Nordosten) und Monte Incudine, 2136 *m* (wo südlich die Nebenflüsse des Rizzanese und nordöstlich die des Taravo entspringen), senkt sich dann allmählich südöstlich gegen die Montagne di Cagna (höchster Punkt l'Uomo di Cagna, 1377 *m*) und läuft schließlich im Süden in den schroffen Kalkhügeln der Umgebung von Bonifacio aus. Gegen Osten zwischen den tiefeingeschnittenen Talgängen des Tavignano und des Golo erstreckt sich das isolierte Massiv von Orezza mit dem Monte San Pietro, 1728 *m*, als höchstem Punkte und von der Hauptkette selbst zweigen zahlreiche, die Fluttäler einer großen Anzahl von Torrenti bildenden sekundäre Ketten ab.

Der Berggrund der Insel gehört zum großen Teile der Granitformation an, wie Gneis und Glimmerschiefer, Porphyr und Serpentin, die auf der ganzen Westküste vorherrscht, während sich bei Bonifacio und Porto Vecchio Silurterrain der paläozoischen Epoche zwischen dem Granite eingesprengt vorfindet. Plutonische Bildungen treten nur in ganz geringem Maße auf, und erloschene Krater, Konglomerate von Trachyt, Basalt und Lava wie auf Sardinien fehlen hier vollständig. Da auf der benachbarten Isola dell'Elba die Granitformation ebenfalls überwiegt, so ist die Annahme einer frühern Verbindung des nordöstlichen Teiles Korsikas mit dem toskanischen Festlande über Elba (220 *qkm*) und den übrigen Inseln des Archipels, wie Pianosa, Formica, Monte Christo, Giglio und Gianutri nicht leicht von der Hand zu weisen.

Die Grenze der Granitformation gegen Osten ergibt sich, wenn von der Mündung des Regino bei Isola Rossa (Ile rousse) eine ziemlich gerade Linie bis zum Golfo di Porto Vecchio, dem einzigen Punkte der Ostküste, wo Granit zutage tritt, gezogen wird, während die Westküste fast durchwegs von direkt zum Meere gehenden, in steilen Vorgebirgen auslaufenden Gebirgszügen gebildet wird, so daß hier nur vereinzelt angeschwemmtes Land auftritt, und demnach das Strandprofil im Westen jäh und im Osten nur allmählich zum Meeresgrunde abfallend erscheint.

Lange, mit den Fluttälern parallel verlaufende Furchen und Schrofen am Porphyr, speziell in den Tälern der Pagliorba, sowie polierte Felsflächen und kleinere Moränen legen Zeugnis dafür ab, daß auch Korsika seine Eiszeit hatte.

Infolge der zahlreichen sekundären Ketten mit ihren steilen, zerklüfteten Felsenmassen und zerrissenen Graten ist die Verbindung der Täler untereinander erschwert und nur auf den sogenannten Scale, den stufenförmigen, von der Olivenregion zu den mager bestandenen Weideplätzen für Schafe und Ziegen sich abhebenden

Steigen möglich. So führen aus dem bis zu 620 *m* mittlerer Höhe aufsteigenden granitenen Becken des Golotales, an dessen südlichem Rande sich der höchste Inselpunkt, der Monte Cinto, erhebt, nur zwei praktikable Pässe über Evisa zur Meeresküste, die Scala di Santa Regina und der Col di Vergio, 1530 *m*.

Die mit Recht gerühmte Scala di Santa Regina, eine von überhängenden, durch Erosion zernagten hohen Felsen eingeengte Schlucht (Foce), von deren Wänden überall zwischen dichten Macchien Gießbäche ihre Kaskaden zu dem oft auf $^1/_3$ *m* eingeengten Golo senden, findet an großartigen und schauerlichen Szenerien nicht so leicht ihresgleichen.

Das nach Calacuccia führende Sträßchen mußte wohl den treppenartigen Weg verlassen, ohne jedoch von seinem Reize etwas einzubüßen. Weitere wichtige Pässe sind der Passo di Vizzavone, die Abdachung zwischen Corte und Ajaccio, zugleich Wasserscheide zwischen dem Mittelländischen und Tyrrhenischen Meere, 1162 *m*, Passo della Daccia, 1199 *m*, ins Taravotal, Passo di Sorbo, 1314 *m*, vom Monte d'Oro zur Ostküste und Passo d'Asinao vom Incudine zur Ostküste.

Die starke Gliederung der Westküste mit ihren schroffen und steilen Vorgebirgen begünstigte die Bildung großer und weiter in das Innere dringender Golfe, wie Golfo San Fiorenzo, di Calvi, di Porto (der sich in den Golfo di Girolata und di Pastricciola teilt), di Sagone, d'Ajaccio, di Valinco, im Südwesten di Roccapina, Figari, Ventilegne, im Südosten di Santa Manza, Santa Giuglia, Porto Vecchio und Pinarello, die jedoch alle, mit Ausnahme des von Ajaccio, nur offene, ungeschützte Reeden bilden, während an wirklichen, gesicherten Häfen nur vier, Ajaccio, Bastia, Bonifacio und Calvi, existieren. Die Ostküste hingegen bildet mit Ausnahme des der Kreideformation angehörenden Capo Corso, das auf dieser Seite allein eine Steilküste aufzuweisen hat, von Bastia bis Porto di Pinarello eine in ihrem mittlern Teile etwas ausgebauchte, nahezu gerade Linie, ein Werk der ungestümen Torrenti, die bei den plötzlich eintretenden, so häufigen Gewitterregen ihre von den Bergen mitgeführten Schutt- und Schlammassen an der Küste absetzen und allmählich sandige Strände und Barren schufen, hinter denen sich die Gewässer der alten Golfe stauten, welchem Vorgange die größern Sümpfe, Stagno di Biguglia (der größte, mit dem Meere kommunizierend und einen Abflußkanal zum Golo aufweisend), ferner di Diana, d'Urbino und di Pala, sowie einige kleinere ihre Entstehung verdanken. Diese stagnierenden, mit Meerespflanzen und allen möglichen Abfällen erfüllten, nur trägen Abfluß besitzenden Gewässer sind im Sommer reich an Miasmen, die die ganze Region verpesten und mit fieberschwangern Dünsten erfüllen, daher unbewohnbar machen und die ohnehin dünne Bevölkerung zwingen, Zuflucht in den Bergen zu suchen. Doch besitzt Korsika im allgemeinen ein sehr gesundes

Klima, ist aber infolge seines Hochgebirgscharakters und infolge seiner ausgedehnten Wälder von mit Hagel und schweren elektrischen Entladungen begleiteten Orkanen häufig heimgesucht. Eigentümlicherweise — im Gegensatze zur Nachbarinsel Sardinien — treten trotz der stark zerrissenen und eingeschnittenen westlichen, südlichen und südöstlichen Küsten größere Inselbildungen nicht auf, und beschränken sich solche nur auf einige Eilande, die vier Isole Cerbicali südlich von Porto Vecchio, Isola Lavezzi und Cavallo (größte) in den Bocche di Bonifacio, nordwestlich die zwei Isole Monachi, Isola rossa, die Gargalo am Capo gleichen Namens und Isola della Giraglia bei Capo Corso, ferner bei Ajaccio die drei kleinen Isole sanguinarie.

Da die Berge nur teilweise während eines halben Jahres schneebedeckt sind, haben die Wasserläufe im Hochsommer nur geringen Zufluß, trocknen daher mit wenigen Ausnahmen aus, welcher Umstand Korsika zu einem wasserarmen Lande stempelt; und doch ist es, vom Hochgebirge abgesehen, ein intensiv grünes Land, dank seinen Macchien, die den Boden vor Austrocknung schützen, und ohne welche Korsika eine Wüste wäre. Die Macchia, die wohl auch in Nordafrika und andern südlichen Ländern des Mittelmeeres auftritt, jedoch nirgends eine derartige Ausdehnung wie hier erlangt hat, setzt sich hauptsächlich aus dem Erdbeerbaume (l'albatro), der Cistenrose (il mucchio), dem Mastixbaume (lo stincolo), der Myrte (il mirto) und dem Heidekraute (la scopa) zusammen und bildet eine baumartige, undurchdringliche, verfilzte Decke.

Kein europäisches Land hat daher einen ähnlichen Bodengeruch aufzuweisen, strömt auf weite Fernen einen so starken Wohlgeruch aus als Korsika, im Frühjahre die Blüte des baumartigen Heidekrautes, der Felsenrose (Ciste) und des spanischen Ginsters, im Sommer die der Myrten, des Thymians und des Geißblattes. Bekannt ist der Ausspruch Napoleons I., daß er zur See mit verbundenen Augen die Nähe seiner Heimatinsel am Wohlgeruche erkennen würde.

Beiläufig der fünfte Teil ist von Wäldern bedeckt, die teils Staats-, teils Kommunal- oder Privateigentum und durch strenge Gesetze geschützt sind. Die bedeutendste Region der Kastanien liegt, wie schon der Name andeutet, in der südwestlich von Corte liegenden Landschaft Castagniccia, wo an 18 000 *ha* Land damit bedeckt sind, die über 30 000 Zentner im Werte von beiläufig je 8 Franks an Ernte ergeben.

Korsika, das *Κύρνος* der Alten, von Italien (Bastia-Piombino) 90 *km*, von Frankreich (Calvi-Nizza) 180 *km* entfernt — was nicht hindert, daß an der französischen Riviera in der Morgendämmerung zuweilen die Silhouette der Insel am Horizonte erscheint — liegt zwischen 41° 21′ 4″ und 43° 0′ 42″ nördl. Breite und 6° 11′ 47″ und 7° 13′ 3″ östl. Länge (Meridian von Paris) und besitzt ein Areal von 8747 *qkm* mit einer Bevölkerungszahl von 295 600 Köpfen

(33.8 per 1 *qkm*) bei einer Länge von 183 *km* vom Capo Corso bis Capo Pertrosato auf 84 *km* größte Breite von Capo Rosso bis zum Torre Fiorentina zwischen den Mündungen des Alistro und des Alesani.

Wie auf Korsika die unermeßlichen Wälder, so bilden für Sardinien seine Bergschätze mit silberhaltigem Bleiglanze als Hauptprodukt den größten Reichtum, wozu noch die Gewinnung vorzüglichen Meersalzes, besonders an den Küsten von Cagliari, Palmas und Carlo Forte kommt, die bedeutende Ausfuhr davon aufweisen. In weiterer Folge wären noch der vorzügliche Wein, die Oliven und Feigen zu erwähnen.

Auch auf Sardinien überwiegt die Granitformation in der Bildung des Inselskelettes, beginnt nördlich bei Capo Testa, wo sie südlich das Hauptmassiv des Monte Limbara (1360 *m*) und die nordöstlichen Inseln der Bocche di Bonifacio — la Maddalena, Caprera (28 *qkm*), Sparagi, S. Maria und mehrere Eilande — bildet, geht dann in einem west-östlichen Bogen über Monte Rasu (1247 *m*) gegen das Zentrum, wo sie im Monte Gennargentu (Punta Lamarmora) mit 1918 *m* kulminiert, und läuft dann in einer etwas gegen Westen gewundenen Linie (Monte Vittoria, 1234 *m*) östlich vom Golfo di Cagliari aus. Der granitene Untergrund weist zahlreiche Lagerungen sedimentären Terrains auf, ferner silurische, karbonifere, jurassische und Kreideablagerungen. Weite Teile des Westens werden von plutonischen Bildungen beherrscht, hauptsächlich von Oristano ab über Bosa, Alghero bis Sassari; so ist auch die im Südwesten liegende Insel San Pietro und die nur durch eine schmale Landzunge mit der Hauptinsel verbundene große Halbinsel San Antioco durchaus aus Trachyt und Lava aufgebaut.

Durch die allerdings nicht in so starkem Maße wie auf der Westseite Korsikas auftretende Gliederung der westlichen, südlichen und nordöstlichen Küste wurde das Auftreten einer Menge von Vorgebirgen und Landspitzen bedingt, die jedoch der Bildung größerer Golfe, wie auf Korsika, weniger günstig war, im Süden die Golfe di Cagliari und di Palmas, im Westen der einzige Golf d'Oristano, im Norden der durch das Capo Falcone und die lange, aus angeschwemmten Sandbänken bestehende wüste Insel Asinara gebildete weite Golfo dell' Asinara und im Nordosten die kleinen Golfo di Congiamis und degli Aranci. Das keinen eigentlichen Hauptzug aufweisende Gebirgssystem zerfällt in das Massiv des Innern mit Monte Gennargentu und dessen sekundären Ketten, das Massiv des Monte Limbara, dessen Ketten die Landschaft Gallura und den nördlichen Teil der Insel formen. Die dritte Gruppe ist die mit dem Limbara parallel laufende Kette dell' Marghine, die vierte die isolierte Gruppe del Campedano im Südwesten von Capo Frasca, der südlichen Landspitze des Golfo d'Oristano bis südlich zum Capo Teulada und Capo di Spartivento, im Monte Linas, 1242 *m*, kulminierend, und die letzte Gruppe die kurze isolierte Kette der Monti di Nurra im Nordwesten.

Da keiner der Berge 2000 *m*, somit die Schneegrenze erreicht, finden sich nur unbedeutende Flußläufe, größtenteils Torrenti, die zeitweise austrocknen oder bei dem in der Nähe der Küste geringen Gefälle stehende Gewässer (stagni), besonders rund um den Golfo d'Oristano bilden und so die an vielen Punkten auftretende Malaria erzeugen. Die größern Flüsse sind il Dosa (Flumendosa) im Süden des Gennargentu, der Hauptwasserscheide entspringend und nach langem Laufe an der Südostküste mündend, il Tirso, 140 *km* südlich vom Limbara, westlich in den Golfo d'Oristano, il rio Liscio, nördlich vom Limbara in die Bocche di Bonifacio, und il Coghinas, von den Monti d'Alà nordwestlich in den Golfo dell'Assinara.

Die Insel Diego Alvarez (oder Gough) im südlichen atlantischen Ozeane (40° 20′ südl. Breite) zwischen Tristan da Cunha und dem Kap ist 1904 von der schottischen Südpolarexpedition besucht worden, und Harvey Pirie (der Geologe der Expedition) berichtet darüber.[1]) Die Insel ist unbewohnt. Sie gehört mit dem St. Paulsfelsen, Ascension, Tristan da Cunha und vielleicht auch der Bouvetinsel zu den über die Meeresoberfläche emporragenden Spitzen des mittelatlantischen Rückens. Ihre höchste Erhebung beträgt 1200 *m*; die Länge 13, die Breite 6.5 *km*. Steil steigt sie 60, im Norden gar 300 *m* empor. Das Antlitz der Insel ist stark von Schluchten zerfurcht. Die Ufer zeugen von schneller Zerstörung durch die Wellen, während die Denudation weniger heftig gewirkt zu haben scheint. Die Flüsse fallen meist unvermittelt in Kaskaden ins Meer, nur wenige haben ein tieferes, voll entwickeltes Tal. Der höchste Teil der Insel scheint ein in zwei Gipfel gespaltener Rücken zu sein; Anzeichen für einen Krater wurden nicht beobachtet, vielmehr sah man mit dem Fernrohre in der Nähe des Gipfels deutliche horizontale Terrassen. Wenn diese auf sukzessiven Lavaschichten beruhen, so würde das für eine früher beträchtlich größere Ausdehnung der Insel sprechen; Pirie hält es sogar für möglich, daß sie einmal mit Tristan da Cunha zusammengehangen habe. An den Uferabstürzen sind ebenfalls, wenn auch weniger deutlich, verschiedene Lavaschichten zu erkennen. Der Fluß, an dessen Mündung die Landung ausgeführt wurde, glich einem typischen schottischen Hochlandsbach, er wies auch die bekannten Strudeltöpfe auf. Unterhalb des Gipfels erhebt sich die von den Seeleuten „The Apostle" genannte große, abgerundete Felsensäule, die vielleicht eine Art Mont Peléturm oder eine jener auf den vulkanischen Inseln des Südatlantic gewöhnlichen Phonolithfelsmassen sein mag. Am Landungsplatze zeigten sich Anzeichen einer leichten Änderung des Meeresniveaus zugunsten des Landes. Die Felsblöcke in den Flußbetten, die auf die Beschaffenheit des

---

[1]) Proc. Royal Phys. Soc. of Edinburgh. **16**. Nr. 6; Globus **91** Nr. 3, woraus oben der Text.

Innern der Insel hindeuten, waren meist ein graues, fast homogenes, nicht porphysisches Gestein, andere, rot und braun, sahen trachytisch aus, auch wurde ein grauer, kompakter Tuff gefunden. Alles war vulkanisch, mit Ausnahme eines kleinen Stückes Kalkstein an der Mündung. Wäre dieses in natürlicher Lagerung gefunden worden, so wäre es ein sehr wichtiges Beweisstück für eine frühere große Landfläche zwischen Südafrika und Südamerika gewesen. Da aber die doppelte Möglichkeit besteht, daß es von einem Eisberge oder durch Menschenhand dorthin getragen ist, so lassen sich aus dem Funde keine Schlüsse ziehen.

Die Insel Mauritius ist von Prof. Dr. A. Voeltzkow auf seiner Reise nach Ostafrika zur Untersuchung der Bildung und des Aufbaues der Riffe des westlichen Indischen Ozeanes besucht worden. Aus seiner Schilderung ist folgendes hervorzuheben.[1]) „Der Anblick der Insel Mauritius ist nicht so imposant wie der von Réunion, da sie weniger hoch als ihre Schwesterinsel aus dem Meere aufsteigt, jedoch nicht weniger malerisch, da ihre Berge in getrennten Massen mit zackigen Gipfeln das Eiland ringförmig umkränzen und sich schroff von der Küste aus erheben. Nach innen gehen sie in ein zentrales Hochland über, das zum großen Teile unter Kultur genommen ist. Die Küsten sind vielfach eingeschnitten und bieten gute Häfen, die jedoch häufig durch vorgelagerte Riffe zwar geschützt, aber auch schwer zugänglich werden.

Port Louis, die Hauptstadt der Insel, besitzt einen verhältnismäßig geräumigen Hafen, der aber teilweise nur geringe Tiefen aufweist. Die Einfahrt in die Bai gestattet ein Kanal von etwa 300 *m* Breite, der zwischen Riffen hindurchführt, die bei Niedrigwasser trocken laufen und ohne Leben sind. Die Stadt selbst liegt am Grunde der Bucht, rückwärts an die Berge gelehnt, teilweise auch sich an ihnen hinaufziehend, und wird von der auf einer Erhebung innerhalb aufgebauten Zitadelle beschützt, die weithin sichtbar ist und auch den Hafen beherrscht. Auf der Höhe über der Stadt ist die Signalstation errichtet, von wo aus nicht nur das Herannahen der Schiffe gemeldet wird, sondern auch die Bewohner durch den optischen Telegraphen Mitteilung erhalten von schlechtem Wetter oder den oft ganz plötzlich hereinbrechenden Orkanen. Ehemals befand sich auf jeder Seite des Hafens hinter den Riffen eine Lagune, die aber aufgefüllt und bepflanzt werden, um den Gesundheitszustand der Stadt zu heben.

Der größte Teil des Kulturlandes ist mit Zuckerrohr bedeckt, nur an einzelnen Punkten ist noch der Urwald erhalten geblieben; jedoch ist das früher blühende Land infolge europäischer und indischer Konkurrenz stark zurückgegangen.

---

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1906. p. 102.

Mauritius besteht zum größten Teile aus vulkanischen Gesteinen und ihren Zersetzungsprodukten, jedoch finden sich in der Nähe der Küsten auch sedimentäre Schichten, und die Küste wird an vielen Stellen von breiten Riffen umsäumt, die sich fast um die ganze Insel erstrecken.

Die ausgedehntesten Riffe befinden sich bei Mahébourg, wo die Holländer ihre erste Niederlassung gründeten, einem kleinen, an der Südostküste gelegenen Städtchen, das infolge der häufigern Regen und der dadurch bedingten üppigern tropischen Vegetation ein freundlicheres Aussehen darbietet als die Hauptstadt der Insel.

Die den Hafen abschließenden Riffe erstrecken sich, von einzelnen Kanälen durchbrochen, von Norden nach Süden und bilden, als Ganzes genommen, eine breite Fläche, die bei Ebbe trocken läuft, und aus der sich im südlichen Teile ein paar höhere Partien erheben, die bei Hochwasser als Inseln aus dem dann überfluteten größern Riffe hervorragen. Ihre unterwaschenen Ufer mit ihren seewärts gerichteten Hohlkehlen zeigen auch hier, wie stets im westlichen Indischen Ozeane, die stete Zerstörungsarbeit der Gezeiten, freilich hier gemildert infolge des geringen Unterschiedes zwischen Ebbe und Flut, die kaum 1 *m* beträgt.

Wir haben es auch auf Mauritius mit abgestorbenen und durch die Gewalt der Wogen abgeschliffenen Riffen zu tun, deren einstige Höhe durch die noch nicht zerstörten härtern Teile angedeutet wird, die in Gestalt der oben erwähnten inselartigen Partien zurzeit noch erhalten sind, aber auch einem unaufhaltsamen Zerfalle entgegengehen.

Die Zusammensetzung der Riffmasse ist wie überall so auch hier eine wechselnde und am besten an den kleinen Eilanden zu studieren.

Nur selten findet man gewachsenen Korallenkalk, fast stets erweist sich der Riffkalk aus Detritus und Kalksand zusammengesetzt, unter dem Einflusse der Meeresfeuchtigkeit verhärtet und verkittet.

Die Oberfläche der direkt der Riffkante aufsitzenden Inselchen wie Ile aux Fous, ist furchtbar zerfressen und schwer zu begehen, da überall aus dem felsigen, nackten Boden Zacken und Spitzen emporstreben. Bemerkenswert sind hier baumstammähnliche Massen von rotbrauner Farbe mit hellerm Rande, bis zu $^1/_2$ *m* aus der Oberfläche senkrecht emporragend. Es ist dieses Zernagen und Auslaugen eine Erscheinung, die überall an Steilküsten zu beobachten ist, und so weit landeinwärts reicht, wie die Spritzer und der Gischt der Brandung nach innen getragen werden. Ihre Erklärung findet sie in dem stärkern Kohlensäuregehalte des Brandungswassers und seiner größern Lösungsfähigkeit infolge der Erwärmung in den Lachen und Tümpeln im Gebiete der Zone der Spritzer, wobei die weichern Bestandteile zuerst gelöst werden, während die härtern Partien in Gestalt von Zacken und Spitzen länger erhalten bleiben.

Auf den weiter von der Riffkante entfernten Inseln, die nicht mehr oder nur bei Hochwasser am Fuße von den Wogen bespült werden, wo also die Spritzer der Brandung fehlen, wie auf Ile aux Aigrettes, tritt die trockene Verwitterung in ihr Recht, beschleunigt durch die schützende Decke von Guano, die alle Untiefen ausgeebnet hat und in neuerer Zeit technisch verwertet wird.

Ein wesentlich anderes Bild bietet Fouquet Island dar, der Träger des Leuchtturmes. Auch hier bildet die Hauptmasse verbackener Detritus, vielfach Bruchstücke von Madreporen einschließend, jedoch ergibt der erste Blick auf die verschobenen und geneigten und auch aufgerichteten Bänke und Schichten von Kalk und Sand, daß hier keine ursprüngliche Lagerstätte mehr vorliegt. Während die übrigen Eilande nur etwa 1 *m* über die Rifffläche emporragen, erhebt sich Fouquet Island bei einer Länge von 250 *m* und einer Breite von 110 *m* bis zur Höhe von 12 *m*, sich nach Nordwesten abdachend und in das eigentliche Riff übergehend, so daß wohl anzunehmen ist, daß hier eine lokale Störung vorliegt, was ja bei dem vulkanischen Charakter von Mauritius nicht ganz von der Hand zu weisen ist.

Die Riffe von Mauritius, als Ganzes betrachtet, gehören der Art der Strandriffe an, die sich direkt an die Küste lehnen und nur eine mäßige Dicke erreichen. Es läßt sich ihre Mächtigkeit genau festlegen infolge der Neigung des Ufers der vulkanischen Insel, dem sie aufsitzen. Da ihr Steilabsturz nach dem Meere zu nur etwa 60 *m* beträgt, gibt dieser Betrag gleichzeitig den höchstmöglichen Betrag für ihre Stärke an.

Das Meer hat seit der Trockenlegung der Riffe eine ganz gewaltige Tätigkeit entfaltet; denn, wie bemerkt, ist das Riff fast in allen seinen Teilen inzwischen bis zur mittlern Flutebbezone abrasiert worden, und nur einzelne Partien sind in Gestalt daraus hervorragender oder dem Riffe aufsitzender Inseln erhalten geblieben, die aber mit dem abgeschliffenen Riffe ein einheitliches Ganzes bilden von gleicher Zusammensetzung und Beschaffenheit wie dieses.

An einer begonnenen, aber wieder als erfolglos aufgegebenen Brunnenanlage ließ sich ein Einblick in die Zusammensetzung des Untergrundes gewinnen. Es ist ein Trümmerwerk von Spitzen und Stücken von Korallen, zerbrochenen Muscheln und Schneckenschalen, vermischt mit Kalksand usw., also jedenfalls keine gewachsene Rifffläche, auf oder in der Korallen an ursprünglicher Lagerstätte fossil geworden wären. Es sind, wie die Betrachtung ergibt, sämtliche Stücke abgerollt und vom Meere angehäuft, das Ganze den gleichen Anblick darbietend wie das große Riff von Mahébourg und infolge irgend welcher besonderer Einflüsse, vielleicht lokaler Stromverhältnisse oder aus andern Ursachen, zurzeit ständig vom Meere entblößt.“

Die Maldiven und Lakkadiven sind neuerdings durch Stanley Gardiner und A. Agassiz erforscht worden. Ersterer hielt sich über ein Jahr dort auf, letzterer nur einige Monate, doch sind seine Lotungen der umgebenden Meeresteile sehr genau. Aus den umfangreichen Berichten beider Forscher gibt Dr. R. Langenbeck einen kritischen Auszug,[1]) dem das Nachfolgende entnommen ist.

Die beiden Archipele erstrecken sich fast direkt N—S von 14° N bis 0° 40′ S. Die nördlichern Lakkadiven nehmen den Raum zwischen 14 bis 10° N und 71° 40′ bis 74° O ein. Dann folgt die ganz isolierte Insel Minikoi, welche häufig noch den Lakkadiven zugerechnet wird, aber in der Tat keiner der beiden Gruppen angehört, von den Lakkadiven durch den 111 Seemeilen breiten Neungradkanal, von den Maldiven durch den 71 Seemeilen breiten Achtgradkanal getrennt. Der ausgedehnteste Archipel der Maldiven endlich nimmt den Raum zwischen 7° 10′ N bis 0° 40′ S und 72° 30′ bis 73° 40′ O ein. Die den Lakkadiven gegenüberliegende Malabarküste dacht sich sehr sanft und gleichmäßig ab. Die 100-Fadenlinie liegt in einer Entfernung von 25 bis 60 Seemeilen von ihr, die 1000-Fadenlinie läuft ihr im Abstande von 25 bis 30 Seemeilen nahezu parallel. Von diesem Kontinentalsockel ist das Nordende der Lakkadiven nur durch eine 10 Seemeilen breite Rinne tiefern Wassers geschieden, welche sich nach Süden zu allmählich auf 75 Seemeilen verbreitert. Auch die Tiefen nehmen in derselben von Norden nach Süden von 1100 Faden (2000 *m*) auf 1400 Faden (2560 *m*) zu. Von Süden her schiebt sich im Osten Maldiven bis über 9° N eine Zunge tiefen Wassers mit über 1500 Faden (2750 *m*) Tiefe vor. Die Maldiven und Lakkadiven selbst erheben sich von einem gemeinsamen unterseeischen Plateau von 1200 bis 1300 Faden (2200 bis 2400 *m*) Tiefe. Die 2000-Fadenlinie (3600 *m*) begleitet die Maldivenbank in einer Entfernung von 30 bis 40 Seemeilen (im Westen etwas entfernter als im Osten). Die größte Tiefe zwischen Lakkadiven und Minikoi beträgt 1195 Faden (2187 *m*), zwischen letzterer und den Maldiven 1179 Faden (2158 *m*) nach Gardiner, nach Agassiz nur 963 Faden (1762 *m*).

Die Lakkadiven bestehen aus 17 Bänken, die keine ausgesprochene Anordnung in Reihen zeigen. Dreizehn derselben sind gemeinsam von der 1000-Fadenlinie umschlossen, innerhalb dieser aber auch durch Tiefen von 700 bis 900 Faden (1300 bis 1650 *m*) voneinander getrennt. Die vier südöstlichen Bänke Elikalpeni, Androth, Kalpeni und Suheli werden untereinander und von den übrigen durch Tiefen von mehr als 1100 Faden (2000 *m*) geschieden. Die drei umfangreichsten aber völlig untergetauchten Bänke bilden den nördlichsten Teil der Gruppe.

Zahlreiche Untiefen finden sich auf allen drei. Ganz untergetaucht, mit einer Wassertiefe von 6 bis 10 Faden (10 bis 18 *m*) ist

[1]) Petermanns Mitt. 1906. p. 159.

ferner Elikapelni, fast ganz Androth und Pitti. Erstere trägt eine Insel an ihrem Südende, letztere eine 40 Seemeilen lange Bank, zwei kleine Inseln (Ameni und Pitti) an ihrem Nord- und Südende. Beide Bänke ähneln schon Atollen, indem die größern Tiefen sich in der Mitte finden, der Rand erhöht erscheint. Der Boden der untergetauchten Bänke ist, soweit bekannt, mit Korallenblöcken bedeckt; lebende Korallen fanden sich dagegen auf ihnen selten.[5] Die kleine Kardamumbank nördlich von Pitti trägt ein vollständiges, mit Land bedecktes Oberflächenriff, die übrigen sind mehr oder weniger vollständige Atolle, einige davon sehr klein, nicht größer als viele der Faros oder sekundären Atolle der Maldiven. Die Agattibank endlich, im Westen von Pitti, trägt zwei Atolle. Alle Atolle haben mehr festes Land auf der Ost- als der Westseite, was der Wirkung der Winde zugeschrieben wird, indem alle Bänke dem Südwestmonsun vollständig ausgesetzt, vor dem Nordostmonsun dagegen durch Indien geschützt sind. Die Abdachung ist nach Westen sanfter als nach Osten. Eine eigentliche Riffebene ist nirgends ausgebildet. Von 25 oder 30 Faden (46 bis 55 *m*) Tiefe an fallen alle Bänke sehr steil, einige nahezu senkrecht auf Tiefen von 400 bis 500 Faden (720 bis 900 *m*) ab.

Die Hauptgruppe der Maldiven besteht aus zwei parallelen Reihen von Atollen und atollähnlichen Bänken, von denen die östliche weiter nördlich als die westliche beginnt, aber im Süden früher endet als diese. Die Auffassung Gardiners, daß sich alle diese Bänke, abgesehen von Makunudu im Nordwesten und Haddummati im Süden von einer gemeinsamen Bank erheben, deren mittlere Tiefe etwa 200 Faden (360 *m*) betrüge, erleidet durch die Tiefenmessungen von Agassiz sehr wesentliche Modifikationen. Nach diesen sind die Tiefen sowohl in dem zentralen Bassin, das die beiden Ketten voneinander scheidet, wie in den Kanälen zwischen den beiden Bänken zum Teile ganz erheblich größer. Die Tiefe des zentralen Bassins nimmt von Süden nach Norden zu; sie beträgt zwischen Südnilandu und Mulaku 194 Faden (354 *m*), zwischen Ari und Südmale 217 Faden (397 *m*). Eine seichte Bank im Westen von Nordmale trennt diesen südlichen Teil von dem tiefern nördlichen. Weiterhin betragen die Tiefen zwischen Goifurfehendu und Gahafaro 258 Faden (472 *m*), zwischen Südmalosmadulu und Fadiffolu 266 Faden (487 *m*), zwischen Nordmalosmadulu und Miladummadulu 514 Faden (942 *m*). Zum Teile noch bedeutender sind die Tiefen in den einzelnen Kanälen, und zwar in den östlichen stets erheblich größer als in den westlichen, was eine Neigung des gesamten Plateaus von Westen nach Osten beweist.

Der Boden der Kanäle ist außerordentlich hart und glatt; nur hier und da wurde ein abgestorbener Korallenblock gefunden, offenbar wirken die Strömungen noch in den Tiefen mit großer Kraft.

Die Bänke besitzen seewärts die charakteristische regelmäßige Plattform, welche sich vom Riffrande ungefähr 300 *m* bis zu Tiefen von 40 bis 50 Faden (72 bis 90 *m*) ausdehnt, dann folgt der Steil-

abfall, welcher in ungefähr 150 Faden (270 *m*) Tiefe in eine sanftere Böschung übergeht. Gegen das zentrale Becken ist die Plattform schmäler, höchstens 200 *m* breit, und der Steilabfall beginnt im allgemeinen schon in einer Tiefe von 30 Faden (55 *m*). In den Kanälen zwischen den Bänken ist die Plattform von mittlerer Breite, aber der Steilabfall beginnt in noch geringerer Tiefe und ist nahezu senkrecht. Für die Beschaffenheit der Inseln hebt Agassiz als ganz besonders charakteristisch für die Maldiven die geringe Verbreitung von Korallenbreccie und Korallenkonglomerat hervor. In starkem Gegensatze gegen die pazifischen Atolle besteht das auf die Riffebene aufgeworfene Material fast nur aus Korallensand. Er führt diese Erscheinung auf die geringere Stärke der Monsune im Indischen, gegenüber den Passaten des Stillen Ozeanes und den infolgedessen weniger starken Wogenanprall zurück.

Die einzelnen Bänke zeigen große Unterschiede in der Form ihrer Oberflächenriffe. Die kleinen Bänke haben sämtlich ausgesprochene ringförmige Gestalt, ganz unabhängig von ihrer Lage in der Gruppe. Die kleinste, Toddu, ist nur ein einfaches, fast ganz mit Land bedecktes Riff, die andern nahezu geschlossene Atolle. Alle diese Atolle haben nur geringen Umfang, dagegen sind die übrigen Bänke von bedeutender Größe. Für viele von ihnen ist, wie seinerzeit schon Darwin hervorgehoben hat, ganz besonders charakteristisch die Ausbildung kleiner sekundärer Atolle, die sich ebensowohl an den Rändern wie im Innern der Bänke finden, Gardiner hat für sie den bei den Eingeborenen üblichen Namen „Faro", angenommen; ihre Lagunen werden als „Velu" bezeichnet. Die Faros sind keineswegs immer kreisförmig, sondern häufig halbkreis- oder hufeisenförmig oder in die Länge gestreckt. Bei den großen Bänken scheint die Gestaltung der Oberflächenriffe wesentlich abhängig von der Lage der Bänke innerhalb der Gruppe. Je weiter man nach Süden fortschreitet, um so freier von Riffen wird das Innere der Bänke, um so seltener werden die Faros, um in den südlichsten Bänken ganz zu verschwinden. Ebenso nehmen die Tiefen auf den Bänken von Norden nach Süden zu.

Was die Entstehungsweise der beiden Archipele anbelangt, so erklärt sich Gardiner gegen die Möglichkeit, daß die Maldiven durch die Senkung einer großen zentralen Insel entstanden seien. Er nimmt an, daß die Grundlage der Maldiven und Lakkadiven, wie der übrigen Bänke im westlichen Indischen Ozeane, die Bergketten des gesunkenen Landes sind, welches einst Madagaskar und Ceylon verband. Diese wurden durch Meeresströmungen und Gezeiten abradiert und so ein Plateau von einer ziemlich gleichmäßigen Höhe in etwa 200 Faden Tiefe herstellt.

Agassiz spricht sich gegen Gardiners Hypothese aus, aber auch gegen Darwins Senkungstheorie. Indessen bemerkt Dr. Langenbeck mit Recht, daß letztere die einzige Hypothese ist, die uns eine einiger-

maßen befriedigende Erklärung des gegenwärtigen Zustandes der Inselgruppen gibt.

Langenbecks Auffassung ist folgende: In der Zeit, als die heutige 1500-Fadenlinie die Grenze des Festlandes bildete, mußte Indien annähernd das Aussehen von Hinterindien haben. „Das Gebiet der jetzigen Maldiven sprang als schmale Halbinsel wie Malaka weit nach Süden vor, während östlich davon eine flache Bucht sich nach Norden erstreckte. Das sinkende Gebiet blieb im Nordosten wohl zunächst noch eine Zeitlang im Zusammenhange mit dem Festlande, und auch als dieser Zusammenhang aufgehoben wurde, blieb in der Umgebung der Lakkadiven und wohl auch der nördlichen Maldiven für einen sehr langen Zeitraum noch flaches Meer, auf dessen Boden sich die von dem sinkenden Lande abgewaschenen Schlammassen anhäuften. Für das Wachstum von Korallen war hier noch für langehin kein geeignetes Feld, so wenig wie sich gegenwärtig an den flachen Küsten Indiens Korallen angesiedelt haben. Ganz anders lagen die Verhältnisse in den südlichen Maldiven, die von vornherein scharf zugespitzt in verhältnismäßig tiefes Meer hineinragten. Die beiden mehr vereinzelten Berggruppen, deren Stelle jetzt Addu und Suvadiva einnehmen, wurden auch frühzeitig von dem nördlichen Gebiete getrennt und ragten als getrennte kleine Inseln aus dem Meere auf. An ihrer Stelle konnten sich daher bei fortschreitender Senkung einfache Atolle bilden in der gleichen Weise, wie die Atolle Mikronesiens entstanden gedacht werden müssen. Etwas später begannen die Korallenbauten auch in dem Gebiete der jetzigen Hauptgruppe der Maldiven, aber die Verhältnisse lagen hier ungünstiger für sie als im Süden, denn es bestanden hier noch zahlreiche Inseln und Untiefen, durch deren fortschreitende Zerstörung große Schlammassen in das Meer geführt wurden, welche das Wachstum der Korallen hemmten. Diese bildeten daher zunächst keine geschlossenen Riffe, sondern wuchsen nur an isolierten, besonders begünstigten Stellen in die Höhe. Durch die Wirkung der Strömungen bildeten sich in diesem Gebiete in der von Gardiner so vortrefflich dargelegten Art die Faros auf den Rändern und im Innern der Bänke. Daß diese sich gegenwärtig im Norden der Gruppe noch erhalten haben, während sie sich im Süden schon vollständig zu linearen Riffen zusammengeschlossen haben, erklärt sich ungezwungen daraus, daß eben, je weiter wir nach Süden gehen, um so frühzeitiger die Bedingungen für Korallenansiedlungen gegeben waren. Die Riffe im Süden sind daher älter als die im Norden und konnten daher auch früher ihre definitive Gestalt, die von Atollen annehmen. Am spätesten begann die Riffbildung ganz im Norden, im Gebiete der Lakkadiven, wahrscheinlich erst, nachdem das Land bereits ganz untergetaucht war, und höchstens noch einzelne Bergspitzen als kleine Inselchen aufragten. Daher entstanden im Gebiete der Lakkadiven nur isolierte Atolle, ja einzelne der Riffe haben gegenwärtig die Oberfläche noch nicht erreichen können. Es spricht sehr für diese Auffassung, daß sich diese untergetauchten Bänke zum größten Teile wieder gerade im nördlichsten Teile der Gruppe finden."

Die Bildung der Riffe im westlichen Indischen Ozeane. Während einer fast siebenjährigen Forschungsreise auf vielfachen Inselfahrten im westlichen Teile des Indischen Ozeanes, besonders während eines längern Besuches der Aldabrainsel hatte Prof. Dr. A. Voeltzkow Gelegenheit, den Bau und die Zusammensetzung der dortigen flachen, wenig über die Oberfläche des Meeres hervortretenden Inseln zu studieren. Untersuchungen der Gesteinsproben ergaben nach seiner Rückkehr für die Aldabrainsel eine Zusammensetzung des Riffkalkes aus den Resten kleinster Lebewesen, so daß hier also die Bildung einer mächtigen Bank vorliegt ohne Beteiligung der Tätigkeit der

Korallen. Erst wenn derartige Bänke durch Niveauveränderungen nahe zur Oberfläche des Meeres gelangen, oder wenn derartige, durch Rückzug des Meeres trocken gelegte Bänke durch die Gewalt der Gezeiten bis unter die mittlere Grenze der Flut-Ebbezone abrasiert worden sind, erfahren sie eine Besiedlung mit Korallen, so daß man also als Grundstock stets eine alte massive Kalkbank, gleichviel welchen Ursprunges und von welcher Zusammensetzung vorfindet, und ihr sekundär aufgesetzt eine Rinde lebender Korallen wechselnder Dicke, die aber 1 *m* selten übersteigt, also zwei Gebilde, die sowohl in bezug auf Zusammensetzung, wie auf zeitliche Entstehung völlig voneinander verschieden sind.

Die äußere Ähnlichkeit des Aldabrariffes mit den von ihm früher besuchten Riffen an der Witu-Küste, auf Sansibar und Madagaskar, führte Prof. Voeltzkow zu der Vermutung, daß man es vielleicht im ganzen Bereiche des westlichen Indischen Ozeanes im wesentlichen mit einer einheitlichen Bildung großer Bänke homogenen Kalkes durch die Tätigkeit mikroskopischer Organismen zu tun haben könnte, und daß erst durch eine spätere Überrindung jener Bänke durch Korallen usw. während des Emporsteigens nunmehr Korallenriffe vorgetäuscht werden.

Im Falle einer Bestätigung dieser Vermutung einer einheitlichen Bildung für dieses weite Gebiet von fast 20 Breitengraden mußte unsere Anschauung über die Entstehung der Riffe jener Gegenden eine Modifikation erfahren. Es würde dann oft zur Erklärung der vorliegenden Riffe nicht wie bisher eine Senkung anzunehmen sein, sondern eine Hebung der Bank bis in den Bereich der riffbildenden Korallen.

Prof. Voeltzkow hielt daher die Feststellung einer eventuellen weitern Verbreitung jener Rifformation, wie er sie auf Aldabra gefunden hatte, für wichtig genug, um sie als Hauptzweck einer zweiten Reise nach Ostafrika in Erwägung zu ziehen, und dies führte ihn zur Aufstellung eines Planes für eine Prüfung dieser Verhältnisse in einem größern Gebiete, zu dessen Durchführung die Königl. Preuß. Akademie der Wissenschaften die Mittel bewilligte.

Die Reise wurde im Verlaufe von etwas über zwei Jahren programmäßig durchgeführt, und Prof. Voeltzkow hat nun in der Sitzung der Preuß. Akademie der Wissenschaften am 25. Januar d. J. den ersten Bericht über dieselbe gegeben.[1])

Das Ergebnis der geleisteten Arbeit läßt sich naturgemäß erst nach Jahren vollständig übersehen, da die wissenschaftliche Bearbeitung der Sammlungen eben erst begonnen hat.

Einige Ergebnisse von allgemeinem Interesse lassen sich schon jetzt angeben, und Prof. Voeltzkow hat sie in der oben genannten Sitzung der Kgl. Preuß. Akademie vorgetragen.

---

[1]) Sitzungsber. d. K. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1906. p. 125 ff.

Die dem Reiseplane zugrunde liegende Vorstellung von dem Aufbaue der Inseln des westlichen Indischen Ozeanes, mit der er die Reise antrat, hat volle Bestätigung erhalten, indem es nirgends gelungen ist, ein sich aus sich selbst in größerer Stärke aufbauendes lebendes Korallenriff zu finden. „Es erwiesen sich vielmehr die untersuchten Riffe ohne Ausnahme als Bestandteile mächtiger massiver Kalkbänke wechselnder Zusammensetzung, die durch eine Niveauverschiebung, hervorgerufen durch einen über den ganzen westlichen Indischen Ozean gleichmäßig ausgedehnten Rückzug des Meeres von geringem Betrage, trocken gelegt und durch die Gewalt der Wogen im Laufe der Zeiten bis zur mittlern Flut-Ebbezone abrasiert worden sind. Die auf diesen Riffen aus dem Meere hervorragenden Inselchen ließen sich in allen Fällen als letzte Reste des der Zerstörung anheimgefallenen Mutterriffes nachweisen und bilden mit ihrer Unterlage ein einheitliches Ganzes von gleicher Zusammensetzung wie diese.

Die an manchen Stellen sich vorfindenden Korallengärten, die ein Korallenriff vortäuschen, zeigten sich bei Prüfung ihres Untergrundes als sekundäre Gebilde, ohne jede nähere Beziehung zu dem Sockel, dem sie aufsitzen.

Ferner ist auf allen besuchten Inseln des westlichen Indischen Ozeanes auch nicht ein einziges Mal ein Fall zur Beobachtung gelangt, in welchem die Bildung einer Insel auf einem wachsenden Riffe in Betracht gekommen wäre. Stets fanden sich die Inseln nicht, wie bisher angenommen, aufgebaut durch Anhäufung von Bruchstücken und abgerollten und versinterten Bestandteilen eines lebenden Riffes, sondern in allen Fällen als letzte Reste eines trockengelegten und abgestorbenen und später abrasierten einst viel größern Riffes, emporstrebend aus der Strandterrasse, ein einheitliches Ganzes mit ihr bildend und am Fuße allmählich in dieselbe übergehend, kleinere isolierte Felsen häufig nur bisher erhalten geblieben infolge dichterer Zusammensetzung und größerer Stärke, aber auch sie unweigerlich einst der Zerstörung und dem Zerfalle anheimgegeben.

Dieser obenerwähnte Rückzug des Meeres muß geologisch vor sehr kurzer Zeit stattgefunden haben, vielleicht noch in historischer Zeit, wie sich aus dem Erhaltungszustande der Korallen und sonstigen kalkbildenden Bewohner dieser trockengelegten Riffe erkennen läßt. Gerade auf das Sammeln dieser rezent aussehenden Reste wurde besondere Sorgfalt verwendet, und es steht zu hoffen, daß es gelingen wird, durch Vergleich derselben mit den gleichfalls gesammelten lebenden Bewohnern des umgebenden Meeres einen Anhalt zu gewinnen für den Zeitpunkt dieser zwar nicht in bezug auf die Höhe, wohl aber auf Ausdehnung gewaltigen Niveauverschiebung.

Durch diesen Rückzug des Meeres findet auch die sich längs der Ostküste Madagaskars über etwa 600 *km* hin erstreckende Lagunenkette, deren Entstehung man bisher durch den Kampf der

Flüsse gegen die Brandung des Meeres und dadurch bewirkte Ablagerung der Sedimente in Gestalt langgestreckter Barren zu deuten versuchte, eine einfache Erklärung.

Es wurden nämlich bei der soeben erwähnten Niveauveränderung die der Küste vorgelagerten Riffe trockengelegt, erfuhren eine Überlagerung durch Sandwehen und sind in dem Meer und Lagune trennenden Landgürtel erhalten geblieben, während die Lagunen selbst nichts weiter darstellen als den Strandkanal des ehemaligen Küstenriffes.

Auch auf Ceylon ließ sich für die dortigen Lagunen die gleiche Art der Entstehung nachweisen.

Wenn, trotz gleicher Entstehungsweise durch einen Rückzug des Meeres, die Riffe und Inseln in ihren Küstenpartien häufig ein wechselndes Äußeres besitzen, so ist dies zurückzuführen auf die Verschiedenheit der Gezeiten, weil durch diese die Höhe der Steilküste bedingt wird.

Bei einem Gezeitenunterschiede von nur 1 *m*, wie auf Mauritius, muß sich natürlich eine andere Form der Steilküste herausbilden als bei einem solchen von 5 bis 6 *m* wie im nordwestlichen Teile des Indischen Ozeanes. Während im erstern Falle die Ausarbeitung der Steilküste nur eine unbedeutende sein kann, wird im zweiten Falle die Strandterrasse tiefer abrasiert, die Hohlkehle der Steilwand erreicht 3 bis 4 *m*, kurz, die beiden, durch gleiche Ursachen erzeugten Steilküsten werden ein wesentlich voneinander verschiedenes Bild darbieten. Es ist dies ein Punkt, der in Zukunft mehr als bisher geschehen in Betracht zu ziehen ist."

Über die Marshallinseln verbreitete sich Kapitän C. Jeschke.[1]) Sie zerfallen in zwei Gruppen, und es ist merkwürdig, daß beide Gruppen in ungefährem Abstande von 200 *km* parallel NW—SO verlaufen, daß fast sämtliche Atolle der beiden Gruppen ihre größten Ausdehnungen ebenfalls NW—SO haben, und daß die nördlichen und südlichen Endinseln der einzelnen Atolle bedeutend weniger steil abfallende Riffe haben, als die übrigen, so daß man sie in größerer Entfernung umschiffen muß.

Die südlichsten der Ratackgruppe (Ratack-Ost der Eingeborenen) ist das kleine Knox-Atoll, und 4 Seemeilen nördlicher davon das Mille-Atoll.

Das Arno-Atoll liegt 45 Seemeilen nördlich von Mille. Die Südinsel ist ein langgestrecktes, teilweise sehr dichtes Land, hier befinden sich auch die hauptsächlichsten Dörfer. Der Zugang zur Lagune wird durch vier Passagen an der nördlichen Seite des Atolles gebildet. Die östlichste Insel Langar schließt sich zu drei Viertel eines Kreises zusammen und könnte einen prächtigen Hafen bilden. Diese Insel

[1]) Petermanns Mitt. 1906. p. 270.

Langar ist das höchste und breiteste Land des Atolls (bis 7 *m* hoch und 500 *m* breit), sehr dicht bewachsen und bewohnt.

12 Seemeilen westlich von Arno liegt das Majuro-Atoll. Es erstreckt sich ungefähr 27 Seemeilen O—W und ist etwa 12 Seemeilen im Durchmesser N—S. Die gleichnamige Insel, welche das Südland des Atolls bildet, ist die längste zusammenhängende Insel der ganzen Gruppe. An ihrem Westende ist sie $^1/_2$ Seemeile breit und überall dick mit Palmen und Brotfruchtbäumen bestanden.

Im Norden von Majuro liegt 60 Seemeilen davon entfernt das kleine Aurh-Atoll. Die Hauptinseln sind in der Nordostecke die Insel Tabal, und im Südosten die Inseln (es sind deren drei) Aurh. Das Atoll hat die Form eines Parallelogramms, dessen Nord- und Ostseite durch eine Reihe von Inseln, von denen aber nur die Eckinseln bewohnt sind, gebildet werden. Die Süd- und die Westseite sind durch Riffe, in welchen sich drei Passagen befinden, abgeschlossen. Die Südwestecke des Atolls bildet eine kleine Gestrüppinsel Mummet. Das weiter nördlich gelegene Malolab-Atoll ist ungefähr 30 Seemeilen lang und 15 Seemeilen breit und rundum mit zum Teile sehr schönen großen Inseln umgeben, die aber nur schwach bevölkert und bepflanzt sind. Die im Norden der Lagune befindliche Insel Kawen ist die größte.

Etwa 50 Seemeilen nordwestlich von Malolab liegt Erikub und einige Meilen im Nhier von Wotje, beide Atolle sind von größerer Ausdehnung, deren Inseln aber nur mit Gestrüpp bewachsen und daher nur schwach bewohnt sind.

In gleichem Abstande von ungefähr 40 Seemeilen liegen im Nordwesten von Wotje das Likieb-Atoll, im Nordnordwesten die kleine Insel Jemo und im Norden das Ailuk-Atoll.

Ungefähr 40 Seemeilen östlich von Ailuk liegt die kleine Insel Mejit. Sie besteht aus zwei Teilen, von denen jeder ungefähr $1^1/_2$ Seemeilen lang und $^1/_2$ bis $^3/_4$ Seemeilen breit ist. Diese Insel erhebt sich viel höher (ungefähr 6 *m*) wie alle in der Nähe liegenden aus der See.

Die beiden Teile liegen N—S voneinander, zwischen ihnen befindet sich eine kleine Lagune von 250 *m* Durchmesser. Die Insel ist ringsum von einem sehr breiten Riffe umgeben (250 bis 350 *m* breit), welches sich an der Westseite an der Außenkante erhebt. Bei niedrigem Wasserstande ist der äußere Riffrand trocken, während sich zwischen diesem und dem Lande eine kleine Lagune befindet, in welcher 4 bis 6 *m* Wasser stehen.

Nördlich von Ailuk liegen die beiden kleinen Atolle Taka und Utirik. Das erstere ist unbewohnt, während auf Utirik 25 Menschen leben.

Nördlich davon liegt das unbewohnte Atoll Bikar, dessen südlichste Insel sehr groß, aber nur mit Busch bewachsen ist und hin und wieder zum Fange von Schildkröten besucht wird.

120 Seemeilen nördlich von Bikar liegt noch ein großes unbewohntes Atoll Taongi oder Gaspar Rico, welches wegen seiner Abgelegenheit niemals besucht wird.

Die südlichste Insel der Ralickgruppe ist das Ebon-Atoll. Es hat nur ungefähr 10 Seemeilen Durchmesser, ist aber fast ringsum von breiten, dicht bewachsenen und bevölkerten, herrlichen Inseln umgeben. Hier wächst alles. Den Eingang zur Lagune bildet eine enge Passage an der Südseite. Die nächste Insel Namorik, 60 Seemeilen nordwestlich von Ebon, ist fast ebenso groß wie Ebon, jedoch sind die beiden Inseln, welche das Atoll bilden, bei weitem nicht so breit wie auf Ebon. Die Lagune hat keine Einfahrt, wie bei Mejit befindet sich bei niedrigem Wasser zwischen Land und dem erhöhten äußern Riffrande eine Lagune, aber nur mit 2 bis 3 Fuß Wasser.

60 Meilen weiter im Osten liegt die kleine Insel Killi. Sie hat sehr schräg abfallende Riffe, so daß man um die ganze 75 *ha* große Insel Ankergrund hat. Das Land selbst ist stellenweise 6 bis 7 *m* hoch, aber trotzdem sumpfig.

Das 25 Meilen nach Nordosten gelegene Jaluit-Atoll ist Sitz der Regierung und der großen Handelsgesellschaft und steht alle zwei Monate in Postverbindung mit Europa (über Sydney und Hongkong).

In die Lagune führen drei gute Passagen, je eine im Südosten, Nordosten und Südwesten, so daß Ein- und Ausseglung bei jedem Winde möglich ist.

Im Nordwesten, 60 Meilen von Jaluit, liegt das Ailinglap-Atoll auch Ailing-lap-lap genannt. Nach der Lagune führen von allen Seiten schöne, breite Passagen.

10 Meilen nördlich von hier liegt die kleine Insel Jabwat, in ihrer längsten Ausdehnung NNW—SSO $^1/_2$ Seemeile lang.

Das Namu-Atoll, 25 Seemeilen nordwestlich von Ailinglap, hat an der Westseite zwei Durchfahrten und am Süd- und Nordende ein paar schöne, große Inseln.

30 Seemeilen westlich von Namu liegt die herrliche kleine Insel Lib oder richtiger Elib. Sie ist sehr hoch und hat in ihrer Längsrichtung O—W $2^1/_2$ Seemeilen bei ungefähr 1 Seemeile Breite. Die Lagune ist „ohne Boden", wie die Insulaner sagen, also so tief, daß diese mit ihren ungefähr 100 *m* langen Fischleinen keinen Grund erreichen können.

30 Seemeilen nördlich von Elib liegt das Kwadjelinn-Atoll, das größte der Marshallinseln. Es besteht aus vielen größern und kleinern Inseln, hat viele Durchfahrten, ist aber sehr schwach bevölkert, und nur einige Inseln sind mit Palmen bewachsen.

Ungefähr 40 Seemeilen westlich von hier liegt das herrliche kleine Lae-Atoll, als letztes der Marshallinseln im Jahre 1858 vom Missionarschoner „Morning Star" entdeckt. An der Westseite befindet sich eine Passage für kleine Schiffe. Das Atoll besteht aus 14 Inseln, es hat seiner Form und Größe nach Ähnlichkeit mit Namorik,

Weitere 30 Seemeilen nach Westen liegt Ujae, ein 20 Seemeilen langes und 6 Seemeilen breites Atoll, an dessen Westseite zwei Passagen kleinern Schiffen die Einfahrt erlauben. Die am Nord-, Ost- und Südende des Atolls liegenden Inseln sind 6 *m* hoch und sehr fruchtbar.

40 Meilen im Norden treffen wir auf das Wottho-Atoll. Im Westen sind zwei kleine Passagen.

Das kleine unbewohnte Ailinginae-Atoll wurde früher öfter von den südlichen Inseln aus zum Fisch- und Schildkrötenfange besucht. An der Westseite existiert eine Passage; die niedrigen Inseln sind nur mit Busch bewachsen. 60 Seemeilen nördlich von Wottho und 15 Seemeilen südlich von Rongelap liegt ein ungefähr 30 Seemeilen langgestrecktes Atoll, welches an seiner Ost- und Südseite ein paar größere Inseln aufweist, die aber nur spärlich mit Palmen bewachsen sind. An der Westseite bildet ein langes von der See überspültes Riff den Abschluß.

60 Seemeilen westlich von Rongelap liegt ein großes Atoll, Bikini. Die Inseln werden hin und wieder besucht, um Holz zu fällen. Sie sind mit Busch bewachsen, Palmen stehen nur vereinzelt.

Im Westen von Bikini, 180 Seemeilen entfernt, liegt das große Eniwetok-Atoll. Eigentümer der Insel ist die Jaluitgesellschaft, welche gewöhnlich alle sechs Monate ein Schiff hierhin sendet.

100 Seemeilen südsüdwestlich von Eniwetok liegt Ujelang. Dieses kann man ebenso wie Eniwetok seiner Lage nach kaum mehr zur Ralickgruppe rechnen.

Zu den Marshallinseln zählt man ferner, obwohl unrichtigerweise, die in 0° 26′ S und 166° 56′ O gelegene Insel Nauru. Diese ist ebenso wie das 160 Seemeilen östlich gelegene Paanopa (Ocean Island), eine gehobene Koralleninsel. Beide Inseln erheben sich zu einer Höhe von 70 bis 80 *m* und sind ziemlich gleichgroß (10 bis 12 Seemeilen im Umfange).

Die Maldeninsel, die nördlichste der Roggeveengruppe, einer Anzahl Laguneninseln im Großen Ozeane (zwischen 4 bis 12° südl. Breite und 150° bis 160° nördl. Länge), wurde von K. Klette beschrieben.[1]) Sie liegt weit von allen andern Inseln, mitten in der Südsee, nicht weit südlich vom Äquator und hat eine Länge von 14, und eine größte Breite von 6 engl. Meilen. Die höchste Erhebung ist 3 *m*, und man kann den Pazifischen Ozean, der sich ins Blaue verliert, von jedem beliebigen Punkte der Insel aus auf allen Seiten sehen. In der Mitte der Insel befindet sich ein kleiner See, ungefähr 2 Meilen im Umfange, dessen Bänke auf fast allen Seiten aus Schiebesand bestehen. An einigen Stellen ist der See ganz seicht, und der Boden sichtbar, an andern wieder ist die Tiefe eine unergründliche, und der Spiegel desselben steigt und fällt mit der Ebbe und Flut.

Die ganze Flora der Insel besteht aus drei Kokospalmen und

[1]) Mitt. d. K. K. geogr. Ges. in Wien 1906. p. 442.

etwa einem Dutzend kleiner Bäume, die am nördlichen Teile der Insel vegetieren. Hier und da sieht man einige Stellen mit Gras bewachsen, doch ist dasselbe so arm, daß sogar wilde Ziegen es nicht anrühren wollen. Außer 60 bis 70 wilden Schweinen und wenigen Ziegen, Nachkommen von Tieren, die vor einigen Jahren liberiert wurden, ist das Tierreich nur noch durch Schwärme von Ratten und Katzen vertreten. Die letztern zeichnen sich durch besondere Wildheit aus. Wie die Schweine und Ziegen genügend Futter finden, um sich fortzufristen, ist tatsächlich ein Rätsel.

Das Interessanteste auf der Insel sind ohne Zweifel eine Anzahl von großen viereckigen Blöcken, die auf ungefähr 1 *m* hohen, aus Korallen gehauenen rohen Pfeilern ruhen. Jede dieser primitiven Stätten besitzt in der Mitte eine Art von Herd oder Altar. Diese Stätten lassen wie jene auf Easter Island auf ein hohes Alter schließen und sind die einzigen Spuren von frühern Einwohnern, welche die Insel bewohnt haben mußten, lange bevor sie von Weißen betreten wurde.

Die Insel besitzt unermeßliche Guanolager, und ist Guano das einzige Produkt dieser Insel, welches einen kommerziellen Wert hat. Das alleinige Recht zur Exploitierung dieser Lager besitzt ein Melbourner Handelshaus. Die Angestellten dieser Firma sind die einzigen Bewohner der Insel, und ist es deren Aufgabe, das wertvolle Düngemittel zu sammeln und für die Verschiffung vorzubereiten. Es leben zurzeit nur sieben Europäer auf Malden, unter deren Aufsicht ungefähr 100 Kanakas arbeiten, die hauptsächlich in Aitutaki und Niué rekrutiert werden.

Die Insel Sachalin schildert Joseph Joûbert in der „Revista Portugueza Colonial e Maritima“. Im Frieden von Portsmouth hat Rußland den südlich vom 50. Breitengrade liegenden Teil der Insel an Japan abgetreten, so daß sich hinfort, wie schon einmal, beide Reiche in den Besitz der Insel teilen, und zwar beträgt der russische Anteil $^3/_5$, der japanische $^2/_5$ des Flächeninhaltes. Sachalin hat Mineralschätze, darunter auch Kohle, über deren Brauchbarkeit indessen die Urteile noch sehr auseinander gehen; im übrigen ist ihr Abbau noch sehr verbesserungs- und entwicklungsfähig. Die wichtigsten Kohlenbergwerke liegen bei Duï an der Westküste bei Alexandrowsk. Diese sind Rußland verblieben, ebenso wie die Petroleumquellen im Nordosten. Das Klima ist im allgemeinen rauh, die Temperatur des Januar geht bis auf — 21° herunter und steigt im Mai auf + 5°. So gleicht das Klima im Norden dem Lapplands und des südlichen Grönlands; im Süden ist es jedoch infolge des Einflusses des Kuroschiwo, des japanischen Golfstromes, milder. Trotzdem findet der Ackerbau keine Stätte, das Getreide kommt nicht zur Reife. Unter diesen Umständen bilden die Fische der Flüsse und des Meeres die wichtigste wirtschaftliche Hilfsquelle der Insel, die

namentlich Japan zugute kommt. Aus diesem Grunde vor allem wünschte Japan, ganz oder wenigstens halb Sachalin in seinen Besitz zu bekommen, abgesehen von den strategischen Vorteilen, die der Eigentümer der Südhälfte gewinnt. Forellen und Lachse sind in Menge vorhanden, der Hering erscheint zweimal im Jahre, im Frühjahre und Sommer, in fabelhaften Massen. Vor ein paar Jahren, als der französische Reisende Labbé Sachalin besuchte, gab es dort 250 Fischereien, von denen allein 100 auf Japaner, die übrigen auf Russen und Eingeborene zu gleichen Teilen entfielen; 600 Japaner sind im Fischereigewerbe an den Küsten beschäftigt, in Korsakowsk (heute japanisch) sind große japanische Firmen vertreten, und der Nutzen aus der Fischerei für Japan wurde schon vor dem Kriege auf 2 Millionen Yen jährlich angegeben. Die Vorteile, die Japan mit dem Besitze der Südhälfte erlangt hat, faßt Joûbert wie folgt zusammen: Der Süden ist der fruchtbarste Teil der Insel; das Klima ist dort weniger hart als im Norden; Japan wird Herr der La Pérousestraße und kann das Japanische Meer nach Belieben schließen und öffnen (die Friedensklausel, daß weder Rußland, noch Japan die Insel befestigen dürfen, ist dabei bedeutungslos); die Japaner erhalten die fischreichen Küsten, die für ihre Volkswohlfahrt ihnen unentbehrlich sind.[1])

Der Parallelismus der Inselketten Ozeaniens bildete den Gegenstand einer Studie von Dr. Th. Arldt.[2]) Der Parallelismus dieser Inselketten ist in manchen Fällen höchst augenfällig, natürlich ist er nicht mathematisch zu verstehen, und Dr. Arld tnimmt ihn als vorhanden an, wenn die Richtungen zweier Inselketten weniger als einen Strich der 32 teiligen Windrose, also weniger als $11^1/_4{}^\circ$ voneinander abweichen. Er unterscheidet folgende Bogen:

1. Der innere Inselbogen. Ihm gehören in der Hauptsache die Gruppen Melanesiens und Neuseeland mit seinen Nachbargebieten an. Die äußere Grenze dieses Gebietes wird zunächst durch die Kermadec- und durch die Tongarinne bezeichnet, geht an der Curaçaonntiefe nördlich von den Inseln Fotuna und Rotumah vorbei und folgt von den Bänken nordwestlich der letztern Inseln an der 4000 *m*-Isobathe bis zu den Mapiainseln nördlich der Geelvinkbai. Innerhalb dieser Linie sind fast alle Vorkommnisse älterer Gesteine in Ozeanien eingeschlossen, ebenso die meisten in geschichtlicher Zeit tätig gewesenen Vulkane.

Dieser ganze Inselbogen ist nach Arldt als altes Festlandgebiet anzusehen. „Neumayr zieht allerdings auf seiner paläogeographischen Karte des Oxford die Kontinentalgrenze über die Neuen Hebriden nach Neuseeland; doch sind nach ihrem geologischen Aufbaue

---

[1]) Globus 1906.
[2]) Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1906. p. 323.

die Fidschiinseln sicher ebenso kontinental als irgend eine andere Inselgruppe des innern Inselgürtels. Dann stellt dieses Gebiet jedenfalls eine Zone junger Faltungen dar, die sich an die Außenseite der paläozoischen Falten Australiens anschließen. Es ist allerdings sehr leicht möglich, daß ein Teil der alten Gesteine schon in karbonischer Zeit gefaltet waren. Die Hauptstörung hat aber jedenfalls erst in spätmesozoischer und tertiärer Zeit stattgefunden; dafür spricht die weite Verbreitung vulkanischer Erscheinungen, die selbst das jetzige Festland in Mitleidenschaft gezogen haben, wo im Faltengebirge ausgedehnte Eruptivmassen sich finden. Die melanesisch-neuseeländischen Ketten schließen sich demnach auch ihrer Entstehungsweise nach an die ost- und südasiatischen Gebirgsketten an, und auch auf der australischen Seite wie auf allen andern ist der Große Ozean von einem jungen Faltungsgürtel umgeben. Der melanesische Bogen besteht aus zwei Zügen, von denen der äußere stärker gewölbt ist. Die Ketten verzweigen sich nach Süden und treten weit auseinander, indem die innern an die Festlandsküste sich anlehnen, während die äußern sich fast geradlinig nach Südosten erstrecken. An den melanesischen Bogen schließt sich der neuseeländische und an diesen der südneuseeländische an. Alle drei Bogen erinnern an die ostasiatischen Inselbogen. Wie bei diesen liegen auf ihrer Innenseite tiefe Meeresbecken, das Korallenmeer, die Tasmansee und das Meer südlich von Australien. Der Einbruch dieser Becken, wie auch des Fidschibeckens ist jedenfalls ungefähr gleichzeitig mit der Faltung und mit den Eruptionen erfolgt. Bei diesen Einbrüchen ist jedenfalls Neuseeland mit seinen Nachbarinseln sehr früh isoliert worden, wie seine eigenartige Tier- und Pflanzenwelt beweist; am längsten blieben zweifellos die Salomonen kontinental, auf denen wir sogar noch ein Beuteltier finden. Auch jetzt stellen die genannten drei Tiefseebecken im melanesischen Gebiete Senkungsfelder dar, auch finden sich in der Umrandung aller drei tätige Vulkane. Am zahlreichsten sind diese in der Umgebung des Korallenmeeres, am seltensten in der der Tasmansee. Dies legt die Vermutung nahe, daß das erstere das jüngste der drei Becken sei, was nicht unmöglich ist, da es jünger sein muß als der melanesische Bogen, den es quer durchsetzt. Auch das Fidschibecken würde hiernach als jünger anzusehen sein als die Tasmansee. Immerhin ist dies eine noch sehr unsichere Hypothese, wenn auch die Verbreitung der Tiere ihr nicht gerade widerspricht.

Sind so die Randgebiete der Becken in Senkung begriffen, so erheben sich dafür die vorwiegend vulkanischen Gebiete, im äußern melanesischen Bogen Neumecklenburg, die Salomonen und die neuen Hebriden, sowie die Vatoainsel im Fidschiarchipel, im innern die Nordküste von Neuguinea, die Loyaltyinseln und vielleicht das Südende von Neukaledonien, im Neuseelandzuge die Tonga- und die Kermadecinseln, sowie die Ostküste Neuleesands. Aber auch in diesen Gebieten muß früher positive Strandverschiebung vorgeherrscht

haben, besonders bei den Salomonen, von denen Bougainville und Choiseul noch jetzt auf einem Sockel liegen."

2. Der äußere Inselbogen. Hierhin rechnet Dr. Arldt alle noch nicht betrachteten Inselgruppen Ozeaniens mit Ausnahme der Marianen, die durch ihre Richtung eine Sonderstellung einnehmen. „Das Gebiet dieses Inselbogens zeigt uns ein ganz anderes Bild als das des innern. Hier haben wir nicht mehr zahlreiche Reste alter Gesteine, nicht mehr dicht gedrängt die Zeugen vulkanischer Tätigkeit, die an vielen Orten jetzt noch nicht erloschen ist; der Meeresgrund bildet nicht mehr in der Hauptsache Tiefen bis zu 4000 *m*, in die einzelne Einbruchsbecken eingesenkt sind, deren Tiefe aber nur an einer Stelle der Tasmansee 5000 *m* überschreitet. Hier kennen wir fast nur koralline und jungvulkanische Inseln, doch ist bei den letztern bis auf wenige schon oben erwähnte Ausnahmen der Vulkanismus schon völlig erloschen. Die Sockel der Inselgruppen steigen mit einer einzigen Ausnahme aus Tiefen von über 4000 *m*, bei einigen sogar aus noch größerer Tiefe auf, und diese Tiefen sind ziemlich gleichmäßig über den weiten Raum verteilt, welchen die ozeanischen Inseln erfüllen.

Wenn wir die Richtungen dieser Fläche ins Auge fassen, so sehen wir, daß sie alle in ziemlich parallelen Zügen von Nordwest nach Südost streichen, daß sie also der Richtung der äußersten melanesischen Kette folgen und wie diese der südlichen Umbiegung der festländischen und der innern melanesischen Ketten nicht folgen. Wollen wir die Gesamtheit der Inselketten des Gürtels einteilen, so können wir ihrer Aufeinanderfolge uns anschließen. Einen ersten Abschnitt bilden die an Melanesien unmittelbar angrenzenden Gruppen, die mit diesem Gebiete von derselben 5000 *m*-Isobathe umschlossen werden, also Mikronesien ohne die Marianen, sowie die Ellice- und die Samoainseln. Daran schließen sich im östlichen Teile des Ozeanes die Cook- und die Tubuaiinseln. Einen zweiten gut charakterisierten Abschnitt finden wir in den Hawaiiinseln, und alle dazwischen liegenden Gruppen bilden den dritten."

Zusammenfassend bemerkt Dr. Arldt: „Der äußere Inselbogen erstreckt sich auf eine Ausdehnung, die einen Quadranten beträchtlich überschreitet, übertrifft also selbst die südamerikanischen Kordilleren um ein großes Stück. Wenn wir in ihm wirklich Faltenzüge zu sehen haben, so stellen diese selbstverständlich kein einheitliches Gebirge dar, ebenso wenig wie die Ketten Innerasiens. Wir können vielmehr verschiedene selbständige Gebiete unterscheiden, die aber auch wieder in Beziehungen zueinander stehen. Als solche Gebiete ergeben sich aus dem bisher Erörterten:

1. Der Palau-Karolinenbogen.
2. Die ostmikronesischen Ketten (Marshall-, Gilbert-, Elliceinseln).
3. Die ostpolynesischen Parallelzüge (Samoa-, Cook-, Tubuai-, Union-, Tahiti-, Phönix-, Manihiki-, Paumotu-, Gambierinseln).

4. Die Marquesasinseln.
5. Die zentralpolynesischen Sporaden.
6. Der Hawaiibogen.

Diese Gruppierung hat aber nichts mit der Genesis der Inselzüge zu tun; mögen sie Faltungsprozessen oder vulkanischen Eruptionen ihre Entstehung in erster Linie verdanken, so gibt diese Anordnung am besten ihre Verteilung über die ozeanischen Flächen wieder. Sind es Falten, so scheinen diese nur flach zu sein, den melanesischen Ketten parallel vorgelagert ähnlich den Parmas des Ural und den Uplifts der Appalachien. Wir können das aus der geringen Verbreitung des Vulkanismus im äußern Inselgürtel schließen. Dieser tritt nur dort auf, wo die Züge dem alten australischen Festlande (Palauinseln, Karolinen, Samoainseln) oder dem Paumotuplateau (Rarotonga, Tubuaiinseln, Tahitiinseln, Mangarewa, Pitcairn, Osterinsel, Marquesas) sich nähern, wo also eventuell eine Stauung der Falten hätte eintreten können. Im letztern Gebiete ist der Vulkanismus längst erloschen; im ersten ist er nur dort noch tätig, wo die polynesischen Ketten den melanesischen am meisten sich nähern, und wo auch die Nachbarschaft des Tongagrabens junge tektonische Störungen verrät. Eine Sonderstellung nehmen die Vulkanberge der Hawaiiinseln ein, die ja auch sonst von allen andern Vulkanen sich unterscheiden. Für die Tätigkeit dieser gewaltigsten aller Vulkane der Erde können wir vorläufig noch keinen stichhaltigen Grund angeben. Nach Ansicht einzelner Biogeographen hat auch hier einst ein größeres Land gelegen, das nach Amerika hin sich erstreckte, mit dem die Hawaiiinseln in Tier- und Pflanzenwelt manche Beziehung zeigen; doch ist diese Ansicht nicht genügend durch Tatsachen bekräftigt, um mehr als eine Hypothese ziemlich ungewisser Natur in ihr zu sehen. Jedenfalls sind die Inseln des äußern Inselgürtels in ihrer jetzigen Form durchgängig ozeanisch, d. h. sie haben nie in direkter Verbindung mit dem Festlande gestanden. Dafür spricht ihre außerordentlich ärmliche Fauna, wobei wir allerdings von den Palauinseln absehen müssen. Einheimische Landwirbeltiere sind nur die Geckonen von Hawaii, Tahiti und Paumotu, die fast universell verbreitet sind, und bei denen auch eine Übertragung durch Treibholz denkbar ist; ferner die Gymnophthalmiden, Eidechsen von sehr zerstreuter Verbreitung, und Kröten (Bufonidae) auf Hawaii. Alle diese Tiere zeigen Beziehungen zu Amerika, von wo auch die Strömungen nach unsern Inselgruppen führen, was sehr für die Drifttheorie spricht. Aus alledem ergibt sich, daß wir über die Entstehung der ozeanischen Inseln noch sehr im unklaren sind, daß aber doch der vorherrschende Parallelismus für eine einheitliche Ursache des Inselbildung spricht, die am einfachsten der Faltungsprozeß abgeben konnte."

„Sind," sagt zum Schlusse Dr. Arldt, „die Inselketten Polynesiens durch Faltenzüge veranlaßt, so müssen wir sie mit Sacco für sehr jung, vielleicht für die jüngsten Faltungen der Erdkruste

halten. Freilich erreichen diese angenommenen Faltenzüge eine Ausdehnung, wie wir sie sonst nirgends kennen; doch erklärt sich dies aus der gleichförmigen Grundlage, die von der Faltung betroffen wurde. Auf dem Grunde des Ozeanes konnten bei dem Mangel an stauenden Schollen keine so verwickelten Gebirgsanordnungen zustande kommen wie in Europa und Asien. Wo die faltende Kraft sich fast ohne Hindernis entfalten konnte, finden wir auch sonst schon die größten und gestrecktesten Bogen, wie den Birma-Sundabogen und die chilenischen Kordilleren und überhaupt die jugendlichen Gebirge Amerikas. Da die genannten Gebirge immer noch weniger unbeschränkt als ozeanische Ketten sich auffalten konnten, so ist es erklärlich, daß die Längenausdehnung der letztern die der Gebirge noch beträchtlich übertrifft, und daß auch der Verlauf der Ketten im ganzen viel geradliniger ist als bei den festländischen Erhebungen."

Quellen und Höhlen.

Die unterirdisch entwässerten Gebiete in den nördlichen Kalkalpen sind von Dr. Max Hoffer studiert worden.[1]) Dieser Versuch geht dahin, festzustellen, welche Gebiete in den nördlichen Kalkalpen unterirdische Entwässerung aufweisen, welche Kennzeichen und Ursachen in den einzelnen Fällen vorliegen, besonders aber, welche Größe die unterirdisch entwässerten Gebiete besitzen. Die Methode ist folgende: Die Generalkarte für Mitteleuropa im Maßstabe 1 : 200 000 ohne Schriftaufdruck, bloß mit Terraindarstellung und Flußnetz, zeigt die großen Unterschiede zwischen der Entwässerung in den Uralpen und der in den nördlichen Kalkalpen. Die aufgefundenen Gebiete unterirdischer Entwässerung in den nördlichen Kalkalpen wurden dann auf der Spezialkarte aufgesucht und auf Grund verschiedener Kennzeichen, wie karstartige Quellen, abflußlose Seen und dergl., genau umgrenzt und gemessen. Als Ursache war vor allem der Zusammenhang mit der Gesteinsart zu untersuchen, und hier sind zwei Haupttypen zu unterscheiden. In der östlichen Hälfte der nördlichen Kalkalpen ist der Dachsteinkalk, charakteristisch durch die nackten, allenthalben das Schichtstreichen offenbarenden Wände, vorherrschend. Wie auf allen reinen Kalkfelsen sickert das auf den Dachsteinkalk fallende Regenwasser leicht in denselben ein, um durch Spältchen, Sprünge und Kanäle in die Tiefe zu gelangen. Auch die Gutensteiner und Reiflinger Kalke nehmen das Wasser gierig auf, doch ist ihre gut geböschte Oberfläche dem Waldkleide förderlich. Anders steht es mit den Dolomitgesteinen. Der reine Haupt- oder Dachsteindolomit gehört eigentlich, wie Grunds Forschungen zeigen, gar nicht mehr zu den karstbildenden Gesteinen, sondern er zeigt oberirdische Entwässerung und reichliche Schutt-

[1]) Mitt. d. K. K. geogr. Ges. in Wien 1906. p. 465.

führung wie andere undurchlässige Gesteine, nur versiegen eben in diesem Schutte sehr oft die Bäche. Auch gibt es vielfache Übergänge zum dolomitischen Kalke, welche mehr oder minder verkarstet sind. Um nicht diese verschiedenen Arten der unterirdischen Entwässerung zu vermengen, wurden bei den Messungen jene Bäche, die nach längerm oberflächlichen Laufe im Schutte verschwinden und dann wieder erscheinen, nicht in das Areal der unterirdischen Entwässerung einbezogen. Der Begriff derselben wurde enger umgrenzt und im wesentlichen nur auf die Erscheinungen im anstehenden, festen Gesteine angewendet, so daß die ermittelten Beträge für das abflußlose Areal als Minimalwerte zu betrachten sind.

Da für das in Betracht kommende Gebiet keine geologischen Karten größern Maßstabes zur Verfügung standen, sondern nur die bekannten Übersichtskarten von Noë und Hauer, war die Arbeit vielfach erschwert; mannigfache Ergänzung bot die Literatur, die nach Möglichkeit herangezogen wurde, und eine Kontrolle, besonders in strittigen Fragen, durch Untersuchungen an Ort und Stelle. Da diese bisher nur auf den östlichen Teil der nördlichen Kalkalpen ausgedehnt werden konnten, beschränkt sich die Arbeit auf dieses Gebiet.

Hoffer beschreibt zunächst die einzelnen Gebiete, von Westen nach Osten fortschreitend, worauf hier verwiesen werden muß, und zieht dann einige Schlüsse aus dem gewonnenen Materiale. Vorerst weist er darauf hin, daß das vorliegende Problem nicht nur rein wissenschaftlichen, sondern auch praktischen Wert besitzt. „Gewiß ist die Verkarstung an und für sich ein bedeutender Schaden für die davon betroffenen Gebiete, und jeder Kenner der Alpen weiß, daß wir in den Kalkalpen öde Steinwüsten in Höhen antreffen, in welchen die Uralpen noch saftige Matten, grüne Wälder tragen. Besonders ist der Mangel an Quellwasser die Ursache für das fast vollständige Fehlen ständig bewohnter menschlicher Ansiedlungen, und in den als abflußlos ausgemessenen Gebieten gab es nur wenige Almhütten, alpine Schutz- und Jagdhäuser. Aber einige Vorteile bietet die unterirdische Entwässerung dennoch. Man wird daran denken können, daß die unterirdischen Hohlräume und Wasserbehälter, die ja entschieden vorhanden, wenn auch gar nicht oder nur zum geringsten Teile menschlicher Beobachtung zugänglich, einen wirksamen Schutz abgeben gegen plötzlich entstehende Wildbäche mit ihren Vermuhrungen und Hochwässer. Es gibt ja auch in den Kalkalpen Wildbäche, und unter Überschwemmungen hat z. B. die Ausseer Gegend schon genug zu leiden gehabt. Die Verheerungen der Hochwasserkatastrophen der Jahre 1897 und 1899 waren gar gewaltige, aber bei den kolossalen Regenmengen wären sie in Gebieten undurchlässigen Gesteines gewiß noch viel ärger ausgefallen. Die Wassermassen, die infolge starker Regengüsse oder Schneeschmelze — oft fällt beides zusammen — im undurchlässigen Gesteine plötzlich und auf einmal in den da viel zu kleinen Bachbetten hinunter-

stürzen, verteilen sich im Innern eines Kalkgebirges in den vielen Gängen und Röhren, ja sie mögen sich auch oft anstauen und fließen daher langsamer ab. Unzweifelhaft hohen praktischen Wert besitzen aber die nur in den Kalkalpen so mächtigen Quellen, die berufen sind, als Genußwasser für die Städte eine immer größere Rolle zu spielen. Sie liefern nicht nur eine viel größere Wassermenge als Quellen in undurchlässigem Gebiete, sondern sie sind auch, was ebenso wichtig ist, viel gleichmäßiger infolge der unterirdischen Systeme, und auch viel reiner, da sie nicht soviel feste Bestandteile mit sich führen, sondern meist nur Kalk in aufgelöstem Zustande. Es sei erwähnt, daß Salzburg im Fürstenbrunn eine solche Kalkalpenquelle besitzt und vor allem Wien seit 40 Jahren über das beste Trinkwasser aller Großstädte verfügt; bald wird dem jetzt schon in trockenen Sommern stark fühlbaren Wassermangel abgeholfen sein durch die Zuleitung jener gewaltigen Wassermassen, welche die Natur auf den weiten Flächen des Hochschwab sammelt und aufspeichert.

„Ist das besprochene Gebiet auch ein räumlich recht beschränktes so ließen die gepflogenen Untersuchungen doch einige wissenschaftliche Ergebnisse mit Sicherheit feststellen. Analog der eigentümlichen Wasserwirtschaft, wie sie nach Grunds Forschungen im Karstgebiete herrscht, können wir auch in den gewaltigen Plateaus der nördlichen Kalkalpen das Vorhandensein eines Grundwasserspiegels annehmen, der in bezug auf seinen Umfang und seine Neigung von dem geologischen und tektonischen Aufbaue abhängig ist, in bezug auf Höhe aber von den Niederschlagsverhältnissen, respektive der Jahreszeit, und daher stark veränderlich. Die Schichten, welche die Kalkstöcke unseres Gebietes aufbauen, fallen mit geringen Ausnahmen nach Norden ein, und daher haben wir vorzugsweise am Nordrande die großen, andauernd starken Quellen wie Waldbachstrub, Krumme Steyr, Piesling, Siebenseen, Kläfferbrünne usw. Natürlich darf man nicht außer acht lassen, daß Quellen am Nordabhange an und für sich konstanter sind als die an andern Seiten, besonders an den Südabhängen gelegenen, infolge der langsamern Schneeschmelze. Besonders wichtig sind aber die Aufbruchlinien, welche die ganzen nördlichen Kalkalpen durchziehen, denn sie sind es, die den Werfener Schiefer und andere wasserundurchlässige Schichten der ältesten Trias zutage förderten und so die Ursache gaben für die Entstehung von Tälern. Der Wechsel des Gesteines ist das wichtigste Moment für das Auftreten von Quellen. Die Unterlage der Stöcke wird wohl durchaus von undurchlässigen Schichten gebildet. Die Folge davon ist überall ein der Schichtneigung folgender Grundwasserspiegel; er senkt sich gegen die Flüsse hin, die ja zum größern Teile ihr Dasein auch nur dem undurchlässigen Gesteine verdanken. So muß das Grundwasser entweder unmittelbar den Fluß selbst nähren oder knapp oberhalb desselben zutage treten, geradeso wie an den Küsten

der Karstgegenden an vielen Stellen die Bäche heraustreten, um nach einigen Metern ins Meer zu münden. Diese Erscheinung finden wir besonders am Nordrande des Hallstätter Sees, im Salza- und Schwarzatale. Besonders lehrreich ist das Hochschwabgebiet, indem wir da eine gewisse Höhenlinie für den Grundwasserspiegel feststellen können, Die Quelle bei Weichselboden liegt etwa 690 *m*, die bei Kläfferbrunn 660 *m*, die im Brunnseegebiete 650 *m* hoch, also ein konstantes Fallen nach Westen. Dann aber ist durch den Einschnitt des Siebenseebaches — glaziale Moränen haben ihn aufgestaut — der Austritt bei einer bedeutend höhern Lage ermöglicht, bei über 800 *m*; ebenso liegt die benachbarte Schreierklammquelle 750 *m* hoch. Daß die Höhe des Grundwasserspiegels sich nicht gleich bleibt, sieht man aus folgenden, an anderer Stelle ausführlich besprochenen Erscheinungen: Der Hirschbrunn und der Kessel füllen sich oft und strömen über, der Wasserstand der Siebenseen steigt auch oft bedeutend; in den Kläfferbrunnen tritt das Wasser oft viel weiter oben heraus, auch beim Pieslingursprunge erkennt man höhere Wasser marken, vor allem aber zeigte das Quellengebiet der Krummen Steyr, daß den größten Teil des Jahres die Quellen einem tiefern Niveau entspringen, während nach starken Regengüssen oder größerer Schneeschmelze der Grundwasserspiegel derart erhöht wird, daß schon bedeutend höher aufwärts an den Fugen und Spalten zwischen den Schichten das Wasser zutage tritt. Der Hauptunterschied zwischen den Alpen und dem Karste liegt darin, daß in erstern der Grundwasserspiegel höher oder wenigstens nicht tiefer liegt als die Flüsse, und daß so die ganze Entwässerung, ob ober oder unter der Erde, dem allgemeinen Gefälle folgt. Dazu kommt der Einfluß der in manchen Gegenden starken eiszeitlichen Vergletscherung. Wenn nun manche Gebiete in den nördlichen Kalkalpen ganz durchsetzt sind von Aufbruchlinien und dem sie begleitenden Werfener Schiefer, so fressen die auf letzterm sich entwickelnden Täler durch rückschreitende Erosion in die Kalkstöcke hinein; es bilden sich die eigentümlichen Formen der Sacktäler (z. B. Brunnsee, Hölle usw.). Die chemische Erosion und die Denudation bekommen nunmehr ein kleineres Arbeitsgebiet, können daher um so kräftiger in die Tiefe arbeiten, und aus dem ursprünglich zusammenhängenden Plateau wird eine Reihe von Einzelstöcken, zwischen denen sich Talsysteme entwickeln. Das sieht man besonders im westlichen Teile der Hochschwabgruppe. Dieser Prozeß gibt uns auch Aufschluß über die Zukunft der unterirdisch entwässerten Gebiete, deren Umfang im allgemeinen den von den Plateaus eingenommenen Flächen entspricht oder nahekommt. Im Innern der Stöcke arbeitet die Erosion ununterbrochen an der Aushöhlung, die Spalten, in denen das Wasser zirkuliert, werden zu Höhlen erweitert, die oft einstürzen und so Dolinen entstehen lassen; oder es bilden sich cañonartige Täler und Klammen; von außen greift rückschreitende Erosion an. So werden die Flächen unterirdischer

Entwässerung immer kleiner, und die Flußsysteme denen der Uralpen immer ähnlicher. Die einzelnen, zwischen den Bächen übrig gebliebenen Reste des ehemals gewaltigen Plateaus werden dann nach und nach abgetragen, denn unablässig arbeiten die exogenen Kräfte daran, die Unebenheiten der Erdoberfläche vollständig auszugleichen."

Die Thermengebiete Islands hat Dr. W. v. Knebel studiert.[1]) Dort sind die geologischen Verhältnisse klarer zu erkennen als in unsern dicht bewirtschafteten Gebieten. Der „große Geiser" besteht aus einem senkrechten, 30 *m* tiefen Naturschachte von 2,5 *m* im Durchmesser, welcher oben in ein flaches Becken einmündet. Siedendes Wasser erfüllt das ganze Rohr, sowie das Becken und gelangt an den Rändern des letztern zum Überfließen. Der Wasserandrang aus der Tiefe ist im allgemeinen ein geringer. Nur von Zeit zu Zeit finden Ausbrüche statt, bei denen eine Fontäne siedenden Wassers von 2 bis 3 *m* Dicke bis zu einer Höhe von 60 *m* und darüber emporgeschleudert wird. Nach einem solchen Ausbruche ist fast der ganze Quellschacht des Geisers ohne Wasser, und man kann beobachten, wie das Wasser allmählich emporsteigt, bis es nach einigen Stunden das Becken wiederum erfüllt hat und schließlich wieder an dessen Rändern abläuft. Nach Verlauf einer gewissen Zeit ereignet sich ein neuer Ausbruch in der angegebenen Weise. Die Wasser der verschiedenen Thermen des Geisergebietes vereinigen sich zu einem kleinen, ständig fließenden Bache. Diese Ausbrüche sind, wenigstens am großen Geiser, völlig unberechenbar. (An vielen andern, z. B. jenen des Yellowstone-Nationalparkes, sind die Intervalle zwischen den einzelnen Eruptionen regelmäßige, so daß man mit Suess von einem „Pulsieren" der Quellen reden kann.) Unabhängig von Jahreszeit und Stunde finden hier in regelloser Aufeinanderfolge die Ausbrüche statt. Sie können daher nicht als eine Folge des hydrostatischen Druckes aufgefaßt werden, da dieser sich doch ständig in gleicher Weise äußern müßte.

Für die Anwesenheit heißen Gesteins nahe der Oberfläche haben die geologischen Verhältnisse keine Anhaltspunkte geliefert: Der Geiser liegt am Nordrande eines großen Tieflandes, welches den Süden Islands bildet und von vielen und wasserreichen Flüssen durchströmt wird. Nördlich und westlich vom Geiser erhebt sich ein viele Kilometer breites Gebirgsplateau, bestehend aus alten vulkanischen Tuffen, jenseits dessen einige jüngere Laven auftreten. Im Süden und Osten breitet sich eine weite, sumpfige Ebene aus, welche in der Ferne von niedrigen Höhenzügen abgegrenzt wird. Jenseits derselben ist die Spitze des 45 *km* entfernten Hekla zu erblicken. Nirgends in der Nähe sind Spuren jüngerer vulkanischer Tätigkeit vorhanden, als deren Folge das Geiserphänomen hierselbst auftreten könnte.

[1]) Naturw. Rundschau 1906. Nr. 12.

Am Westrande des Laugarvatn (Thermensee), zwischen dem Thingvallavatn und dem Geiser belegen, treten aus einer Reihe von kreisrunden Kieselsinterbecken in ziemlich gleichmäßigem Rhythmus alle 2 bis 3 Minuten aufsprudelnd siedende Quellen zutage. Die ganze Umgebung ist stark versumpft, und die Quellen selbst sind noch ganz im Bereiche des Grundwassers. Die Sinterbecken, aus welchen die Thermen hervorsprudeln, sind vom Grundwasser völlig überflutet, so daß man hier die Beobachtung machen kann, wie das aus der Tiefe aufbrodelnde, kochende Wasser gleichsam mit dem gewaltig andrängenden Grundwasser kämpft. Man wird hier unbedingt den Eindruck erhalten, daß es sich um ertrunkene Geisers handelt. In unmittelbarer Nähe der Thermen des Laugarvatn sind ebenfalls keine Spuren junger vulkanischer Tätigkeit vorhanden.

Vom Laugarvatn 24 *km* halbsüdwärts nach Osten gelangt man über eine weite sumpfige Niederung hinweg nach der Farm Gröf. Auch hier befinden sich zahlreiche heiße, wenn auch nicht siedende Quellen. Sie sind ungefähr längs einer geraden Linie angeordnet, welche auf eine geradlinig verlaufende Spalte schließen läßt. Ein kleiner Bach kreuzt zu wiederholten Malen die ziemlich wasserreiche Thermenzone. Die Farm ist auf einer aus ältern vulkanischen Tuffen gebildeten Anhöhe gelegen, die von den Thermalquellen geschnitten wird. Da, wo vom Bache der Durchschnitt der Thermenspalte durch die vulkanischen Tuffe aufgeschlossen ist, kann man die Wahrnehmung machen, daß hier das ganze Tuffgebirge äußerst reich an Grundwasser ist, welches überall am Gehänge hervorrieselt. Wenige Meter neben diesen naturgemäß kalten Quellen entspringt in gleicher Höhenlage mit diesen heißes Wasser. Auch hier bei Gröf haben wir den Fall wie bei allen bisher genannten Gebieten heißer Quellen: Sie entspringen im Grundwasser, wo also auch ohnedies Quellen auftreten würden."

Das gesamte in Rede stehende Gebiet ist immerhin noch als ein jungvulkanisches anzusehen, wenn auch in unmittelbarer Nachbarschaft der Thermen keine Ausbrüche stattgefunden haben. Verf. schildert dann ein Thermengebiet, das weitab von allen jüngern vulkanischen Bezirken gelegen ist. Unfern des Skagafjords im Norden Islands steigen die heißen Wässer von Reykir im Skagafjordarsysla empor. Das gesamte Basaltgebirge Islands ist ungemein wasserreich. Viele Tausende von Bächen und Wasserfällen stürzen allerorts aus den steilen Felswänden dieser Gebirgsart. Namentlich wasserreich sind aber die Spalten, wie dies ja überall der Fall ist.

Analoge Verhältnisse, wie die geschilderten bei Reykir im Nordland, finden sich auch in andern Gebieten der Insel, so das große Thermengebiet nordöstlich vom Borgarfjord, dem nördlichern der beiden Külsteneinschnitte der Faxabucht. Auch hier ist nach Keilhack das ganze Gebiet in Spalten zerlegt, auf welchen die Thermalquellen aufsitzen.

Die beiden zuletzt genannten Gebiete sind seit tertiärer Zeit überhaupt völlig frei von vulkanischen Erscheinungen geblieben.

Die bisher besprochenen heißen Quellen befinden sich allesamt noch im Niveau des Grundwassers. Oft geht der Grundwasserspiegel bis über die Quellöffnung (z. B. am Laugarvatn) in manchen Fällen nur bis an den Quellschacht (z. B. am Geiser) — allemal aber kann das Grundwasser Zutritt zu den heißen Quellströmungen haben.

Für das Studium der Thermen selbst ist der Zutritt des Grundwassers naturgemäß ein höchst lästiges Hindernis. Der Verfasser hatte aber auch in solchen Gegenden Beobachtungen anstellen können, in denen nur wenig Grundwasser auftritt. So an dem nur sehr selten besuchten Kap Reykjanes, dem äußersten Ende der südwestlichen Halbinsel. Dort befindet sich ein großes Solfatarenfeld, in dessen Umgebung zahlreiche, noch ziemlich junge Deckenlavaergüsse vorhanden sind, unter welchen inselartig die Unterlage, ein altes vulkanisches Tuffgestein, zutage tritt. Letzteres führt nur sehr wenig Grundwasser, da die geringen Niederschlagsmengen an der Oberfläche des Tuffes unter der ihn größtenteils verhüllenden klüftigen Lava dem nahen Meere zufließen.

Diese geologisch ältern vulkanischen Tuffe werden von heißen Dämpfen durchbrochen, welche das Gebiet in eins der schauervollsten Solfatarenfelder verwandelt haben. Aus der Tiefe steigen schweflige Dämpfe auf, als deren Produkt sich gelber Schwefel niederschlägt und Gips, zweifellos juveniler Entstehung. Die vielen Hunderte von Dampfsäulen, welche aus zahllosen Öffnungen des Bodens ausströmen, bestehen zum größten Teile aus Wasser.

Verfasser steht nicht an, das Wasser, das jene Solfataren zutage fördern, als juveniles zu betrachten. Von eben diesem Wasser werden enige Pfuhle gebildet, in welchen das zu einem graugelben Schlamme zerkochte, mit Schwefel vermengte Gestein widerliche Dämpfe ausstoßend brodelt. Aber die Menge des juvenilen Wassers ist so gering, daß auch nicht ein einziger, noch so kleiner Wasserlauf gebildet wird, sondern alles Wasser noch innerhalb des Solfatarenbezirkes verdunstet.

Dem Verfasser sind aus eigener Anschauung noch drei weitere der bedeutendsten Solfatarengebiete des Landes bekannt: die Solfataren von Krísuvík, von Reykjahlid und von Theistareykir.

Als Ergebnis seiner Untersuchungen betont Verfasser, daß die juvenil gebildete Wassermenge, welche in vulkanischen Gebieten infolge der langsamen Entgasung glutflüssigen Magmas der Erde entströmt, doch nur eine sehr geringe ist. Durch Erdbeben kann die juvenile Zufuhr vorübergehend vergrößert werden, ohne aber daß dadurch eine wesentliche Änderung entstünde. Aber nur dann, wenn in den Bereich der überhitzten Dämpfe und des heißen Erdbodens, den diese durchströmen, Grundwasser einzutreten imstande ist, nur dann scheinen sich jene großen Thermengebiete bilden zu können.

Durch genau die gleichen vulkanischen Vorgänge entstehen, nach dem Gesagten, in einem grundwasserfreien Gebiete Solfataren, in einem grundwasserreichen Gebiete aber Thermen. Die Thermen können wir somit als im Grundwasser ertrunkene Solfataren, die Solfataren aber als trockene Thermen auffassen.

Das Wasser der Thermen Islands besteht demnach größtenteils aus Grundwasser; es enthält aber stets juvenile Beimengungen."

Der Geiser in Atami (Japan) unterscheidet sich von den andern Geisern durch die große Regelmäßigkeit seiner Eruptionen, die in abwechselndem Emporschleudern von heißem Wasser und Dampf bestehen, das gewöhnlich fünfmal nacheinander erfolgt. Die ursprünglich senkrechte Öffnung wurde später mit einem Haufen von Steinen bedeckt, so daß jetzt nur drei Öffnungen frei sind, aus denen das ausgeworfene Wasser durch Leitungen mehrern Badeanstalten zugeführt wird. Das Wasser hat einen stark salzigen Geschmack und enthält etwa $^1/_2$% Chlornatrium. Die Mündung des Geisers ist nicht weit von der Meeresküste entfernt und liegt etwa 22 *m* über dem Meeresspiegel.

Die Eruptionen treten gewöhnlich fünfmal in 24 Stunden ein. Während der Ruhezeit sieht man nur eine kleine Menge Dampf aus der Mündung aufsteigen. Wenn die Zeit der Eruption naht, hört man ein unterirdisches Poltern; das siedende Wasser erscheint an der Mündung, sinkt zurück und erscheint wieder, und dies wiederholt sich etwa $^3/_4$ Stunden lang. Dann fließt intermittierend eine kleine Menge heißen Wassers aus; hierauf folgt ein unterbrochener Strom einer mäßigen Menge in einer längern Periode. Bald wird das Maximum erreicht; ein Strom heißen Wassers wird mit allmählich wachsender Gewalt in einen heftigen Guß zerrissen und mit großer Geschwindigkeit von dem Dampfe fortgeschleudert, der allmählich zunimmt, während das Wasser abnimmt. Wenn das rollende Geräusch des Dampfes sein Maximum erreicht, verschwindet das Wasser fast ganz. Dann nimmt der Dampfstrahl ab und wird bald von einem zweiten Wassergusse gefolgt. Nachdem sich dies fünf- bis sechsmal wiederholt hat, endet die Tätigkeit mit dem letzten Dampfstrome, der allmählich zu der unbedeutenden Menge des Anfanges herabsinkt. Die Ruhezeit beträgt durchschnittlich etwas weniger als drei Stunden. Diese regelmäßigen Vorkommnisse werden oft von einem abnormen Ausbruche, der „Nagawaki" genannt wird, abgelöst, bei dem das Wasser und der Dampf unaufhörlich etwa 12 Stunden lang herausströmen, und dem in der Regel eine lange Ruhe folgt. In den Jahren, die reich an dieser Anomalie waren, kam sie fast monatlich vor, während sie in den letzten Jahren nur ein- oder zweimal beobachtet wurde.

Zur Anstellung exakter Detailbeobachtungen unternahmen K. Honda und Terada eine Exkursion nach Atami und stellten daselbst

selbstregistrierende Instrumente auf, deren Aufzeichnungen die nachstehenden Tatsachen ergeben haben.[1])

Eine regelmäßige Eruption besteht aus drei getrennten Serien, die in Periode und Kraft sich unterscheiden und sich sehr regelmäßig folgen. Die erste Serie, mit der die Eruption beginnt, besteht in dem Erscheinen einer kleinen Menge Wasser in einer durchschnittlichen Periode von 1 Minute und 40 Sekunden. Nachdem dies sich mehrmals wiederholt hat, beginnt die zweite Serie, bei der eine mäßige Menge Wasser drei- oder viermal herauskommt, mit einer Periode von 6 Minuten im Mittel. Die Menge und Gewalt des Wassers nimmt zu, bis zuletzt die dritte oder Hauptserie einsetzt, die sich von den frühern durch die Heftigkeit und Menge von Wasser und Dampf auszeichnet. Das Wasser und der Dampf folgen sich gewöhnlich fünf- oder sechsmal mit einer mittlern Periode von 11 Minuten.

Die anormale Eruption, Nagawaki, wurde vom Instrumente zum ersten Male am 14. Januar 1905 um $4^h\,30^m$ vormittags verzeichnet und entwickelte sich aus der vierten Eruption der dritten Serie. Zwei oder drei Tage vorher schien die Periode der sich folgenden Eruptionen etwas kleiner geworden zu sein, aber in einem Grade, wie dies öfter ohne folgenden Nagawaki vorkommt. Der Nagawaki begann ganz plötzlich inmitten einer gewöhnlichen Eruption. Das Ausfließen von heißem Wasser setzte sich ohne Unterbrechung fort, nahm allmählich an Menge ab und mischte sich mit Dampf; um $7^h\,30^m$ p. kam er plötzlich zur Ruhe. Um $2^h\,40^m$ a. des 15. begann ein intermittierendes Fließen von heißem Wasser, ähnlich der zweiten Serie einer gewöhnlichen Eruption, und hielt etwa drei Stunden an. Nach einer Ruhe von vier Stunden setzten die gewöhnlichen Eruptionen mit kürzern Perioden und verminderter Lebhaftigkeit ein; ihre Zahl war täglich zehn, während die gewöhnliche Anzahl fünf ist. Die Häufigkeit wurde langsam kleiner, und erst nach einem Monate wurde der gewöhnliche Wert erreicht. Der zweite, ganz ähnliche Nagawaki stellte sich am 26. Mai ein. Beide begannen in der gleichen Phase der gewöhnlichen Eruption zu fast derselben Tagesstunde, als ein Luftdruckminimum von dem Pacific sich näherte.

Aus den längern Beobachtungsreihen ist zu entnehmen, daß niedriger Luftdruck die Eruption des Geisers verzögert und hoher sie beschleunigt. Die Temperatur betrug in der Tiefe von 1.5 *m* unter der Mündung fast unveränderlich 103 bis 104°; an der Mündung selbst 100°. Die Geschwindigkeit des Wassers an der Mündung betrug 1.5 bis 2 *m* in der Sekunde, die des Dampfes 18 bis 24 *m*. Die Menge des in einer Eruption ausgeschleuderten Wassers wurde auf 500 *kg* geschätzt. Das Bohren mehrerer Brunnen in der Nähe des Geisers (im ganzen 20) veränderte die Häufigkeit der Eruptionen; das Niveau in den nahen Brunnen zeigte regelmäßig ein Steigen beim

[1]) The Physical Review 1906. **22.** p. 300.

Ausbruche und ein Sinken während der Ruhe des Geisers; Gezeiten und Luftdruck sind gleichfalls, aber schwach bemerkbar.

Zur Erklärung der Erscheinungen genügt keine der vorhandenen Geisertheorien. Die Beobachter geben eine solche, die sie auch durch ein entsprechendes Modell unterstützen. Man denke sich eine Höhle A in beträchtlicher Tiefe, ein vertikales Rohr a, das von ihr zur Oberfläche führt und einen Kanal b, der das Wasser nach A leitet. Zwischen A und a befinde sich ein Seitenkanal c, der nach einer andern Höhle führt. Die Temperatur des Wassers in a und c sei niedriger als der Siedepunkt. Das Wasser in A wird von der Höhlenwand, die viel wärmer ist als der Siedepunkt, erhitzt. Wenn die Spannung des Dampfes in der Höhle einen kritischen Wert erreicht, wird das Wasser ausgeworfen, und der Dampf folgt. Ist eine bestimmte Dampfmenge entwichen, so sinkt der Druck im Rohre so stark, daß das Wasser aus dem Seitenkanale einfließt und momentan die Eruption unterbricht. Bald wird der Druck der Wassersäule nach unten von der Dampfspannung überwunden, und der zweite Guß erfolgt. Diese Eruptionen wiederholen sich mehrere Male, bis der Dampfdruck so verringert ist, daß das verhältnismäßig kältere Wasser von b und von c zufließen kann. So ist die Tätigkeit für einige Zeit unterdrückt, bis die nächste Eruption beginnt. Mit dem Modelle konnten viele Erscheinungen der Eruption nachgeahmt werden. Die anormale Eruption (Nagawaki) erklären die Beobachter durch eine gelegentliche Steigerung der Bodentemperatur; auch für diese gab das Modell eine Nachahmung der meisten Einzelheiten. Die Ursache dieser gelegentlichen Temperaturveränderungen vermuten die Beobachter in Änderungen der unterirdischen Vulkantätigkeit.[1])

Blasen der Brunnen. Mit diesem Namen bezeichnet man das Ausströmen von Luft aus Brunnen zu gewissen Zeiten. Viele derartige Brunnen gibt es in Nebraska, doch kommen sie auch im südlichen Louisiana vor. Die Kraft des Luftstromes über einem der Louisianischen Bohrlöcher ist so stark, daß ein darüber gehaltener Hut in der Luft schweben bleibt. Die Ursache solcher Erscheinungen wird hauptsächlich den Schwankungen im Luftdrucke zugeschrieben. Wenn das Barometer über einem Gebiete stark fällt, oder wenn, mit andern Worten, ein Minimum darüber hinwegzieht, so wird die Luft aus den Bohrlöchern ausgetrieben. Steigt der Luftdruck wieder, so wird das Blasen allmählich schwächer, bis sich der Luftstrom schließlich sogar umkehrt, die Luft also in das Bohrloch hineingesogen wird. Auch Verschiedenheiten in der Luftwärme an der Oberfläche und im Boden selbst können ähnliche Wirkungen hervorbringen. Füllen sich die Zwischenräume zwischen den Körnern des

[1]) Naturw. Rundschau 1906. p. 462.

Sandes, Kieses oder der sonstigen Bodenart, in die das Bohrloch getrieben ist, mit Wasser, so ist die „Atmung" weit weniger bemerkbar. Die geologische Landesuntersuchung der Vereinigten Staaten hält die Naturerscheinung für bedeutsam genug, um eine öffentliche Aufforderung zur Mitteilung aller Beobachtungen zu erlassen, die von irgend jemand über ein derartiges Verhalten von Bohrlöchern und Brunnen gemacht worden sind. Verwandte Erscheinungen sind auch bei uns zu beobachten, nämlich das Steigen und Fallen des Grundwasserspiegels mit dem Luftdrucke. Bei hohem Luftdrucke dringt die Luft weit tiefer in den Erdboden hinein, und sie entweicht wieder, sobald der Luftdruck nachläßt.

Gasbrunnen in Ungarn. Der zentrale Teil Ungarns besteht aus zwei beckenförmigen Ebenen, und viele der tertiären Sandschichten enthalten gewaltige Lager von Torf und andern Überresten der Vegetation, im allgemeinen in Tiefen von 1000 bis 1500 Fuß unter der Erdoberfläche. Infolge der natürlichen Beschaffenheit der genannten Ebenen befindet sich das Wasser in diesen Schichten unter einem erheblichen Drucke, so daß es mit Gewalt aus Bohrlöchern die man dort abteuft, empordringt. Durch den Druck und die Einwirkung des erwärmten Wassers sind die vegetabilen Substanzen vergast worden, und das Gas entweicht gleichfalls aus den Bohrlöchern. Bisher hat man natürliches Gas an fünf verschiedenen Stellen in Ungarn angetroffen; zuerst im Jahre 1887 bei Karczag in einer Tiefe von 885 Fuß. Ein Bohrloch von 12 Zoll Weite lieferte 60 Kubikfuß Gas in der Stunde, zusammen mit einer großen Menge Wasser. Ergiebigere Gasquellen hat man bei Arad entdeckt; zwei Gasbrunnen lieferten zusammen 200 Kubikfuß Gas in der Stunde, das zu Leuchtzwecken verwendet wurde. In Mezahegyes, in demselben Distrikte, hatte ein Bohrloch von 1500 Fuß Tiefe, 4 Zoll Durchmesser am untern Ende und lieferte 60 Kubikfuß Gas und 150 Kubikfuß Wasser. Ähnliche Anlagen gibt es noch mehrere in Ungarn.[1])

Der gegenwärtige Standpunkt der wissenschaftlichen Höhlenkunde ist in einem von Dr. W. v. Knebel verfaßten Werke dargelegt.[2])

Die Hauptergebnisse sind folgende:

Höhlen waren zu allen Zeiten bekannt, aber der erste, welcher von Forschungsgeist geleitet den Höhlen seine Aufmerksamkeit zuwandte, war im 18. Jahrhundert der Pfarrer Esper in Franken. Ihm folgte der Leipziger Professor der Heilkunde J. Christian Rosenmüller, der 1805 zusammen mit Tillesius eine „Beschreibung merkwürdiger Höhlen" herausgab, in der beide Erklärungen über die Entstehung von Höhlen mitteilen, die heute keinerlei Wert besitzen. Wichtige Höhlenfunde in Deutschland, England und Frank-

[1]) Chemiker-Zeitung, Repertorium 1906. p. 34.

[2]) Höhlenkunde mit Berücksichtigung des Karstphänomens. Braunschweig 1906.

reich, die zu Beginne des 19. Jahrhunderts gemacht wurden, haben Cuvier, Goldfuß und Buckland bei ihren paläontologischen und osteologischen Forschungen wichtiges Material geliefert. Später hat W. Boyd Dawkins in England sich mit der anthropologischen und paläontologischen Seite der Höhlenforschung erfolgreich beschäftigt. Von neuern Forschern sind zu nennen: Dr. Adolf Schmidt, J. Cvijic, Alfred Grund, E. A. Martel, Franz Kraus.

Die Höhlenkunde (Speläologie) bildet einen Abschnitt der Oberflächenmorphologie des Erdballes. Das typische Höhlenland ist der Karst; die „Karstphänomene“ stehen mit den Höhlenphänomenen in engem Zusammenhange und sind davon nicht zu trennen. In vorgeschichtlicher Zeit waren die Höhlen Aufenthaltsorte von zum Teile heute ausgestorbenen Tieren, dann auch der Urmenschen, und die Knochenreste dieser prähistorischen Bewohner, welche sich in einzelnen Höhlen fanden, haben zuerst die Aufmerksamkeit der Forscher auf die Höhlen gelenkt.

Die Ursache der Höhlenbildung ist das Wasser, welches mechanisch oder chemisch zerstörend auf die Gesteine wirkt; nur ausnahmsweise kommen Höhlen vor, die nicht vom Wasser geschaffen sind, und die Fr. Kraus als ursprüngliche Höhlen bezeichnet. Die mechanische Zerstörung der Gesteine oder die Erosion, eine Folge fließender oder sonst bewegter Wasser, spielt bei der Höhlenbildung im allgemeinen nur eine geringe Rolle, weit bedeutender ist in dieser Beziehung die chemische Wirkung des Wassers, die Korrosion. Beide Kräfte setzen im Gesteine stets an den Stellen geringsten Widerstandes ein, nämlich an den das Gestein durchsetzenden Spalten und Klüften. Sie werden von dem in die Tiefe dringenden Wasser zu Höhlen erweitert, wenn die Beschaffenheit des Gesteines zur Höhlenbildung günstig ist. Dies sind, wie die Beobachtungen ergeben haben, in erster Linie die Kalk- und Dolomitgesteine, und zwar sind von diesen besonders solche reich an Höhlen, welche keine Schichtung in dünne Gesteinslagen aufweisen. Die Eruptivgesteine sind im allgemeinen höhlenfrei, mindestens höhlenarm; und in den stromförmig ausgebrochenen Laven sind häufig Höhlungen vorhanden. Wo Eruptivgesteine an Steilküsten dem Anpralle der Meeresbrandung ausgesetzt sind, finden sich bisweilen Strandhöhlen. Ganz anders verhalten sich den höhlenbildenden Kräften gegenüber die Sedimentgesteine. „Zwar,“ sagt Dr. v. Knebel, „führen Gneise, Schiefergesteine, Quarzite und manche Sandsteine ebenso wenig Höhlen als die Eruptivgesteine, und zwar aus den gleichen Gründen: Große mechanische wie chemische Widerstandsfähigkeit. Ebenso sind Konglomerate, Sande, Tone nicht zur Höhlenbildung geeignet, weil ihre Beschaffenheit eine allzu lockere ist, als daß große Hohlräume in ihnen entstehen könnten; sie würden einstürzen. Anders aber verhalten sich die in Wasser, namentlich in Kohlensäure führenden, verhältnismäßig leicht löslichen Gesteine: Kohlensauerer Kalk, Dolomit, Gips, Salz. In ihnen vermag das auf Spalten in die Tiefe rieselnde Wasser sehr wohl durch Auflösung des Gesteines Hohlräume zu schaffen. Nur wachsen in Gips und Steinsalz die so gebildeten Höhlen derart schnell in die Breite, daß sie, kaum entstanden, wieder zusammenbrechen, während in dem schwerer löslichen Kalke und Dolomite die Höhlen nur sehr langsam sich vergrößern und infolgedessen lange Zeiträume hindurch erhalten bleiben, bis auch sie naturgemäß schließlich einstürzen müssen. Daher finden sich auch die weitaus meisten Höhlen in Kalk- und Dolomitgebirgen. Die chemische Natur des Kalkes, bzw. Dolomites ist es also, welche der Höhlenbildung günstig ist. Darum ist aber nicht jedes Kalk- und Dolomitgestein höhlenführend. Es kommt noch ein weiteres hinzu: Die Sedimentgesteine sind zumeist aus zahlreichen übereinander lagernden Schichten aufgebaut. Auch die meisten Kalksteine und Dolomite lassen eine Schichtung erkennen. Höhlen können sich aber, wie die Beobachtung zeigt, nur in den Kalken und Dolomiten bilden, welche aus dicken Bänken bestehen, oder besser noch in denen, welche gar keine Schichtung aufweisen. Denken wir uns in einem dünnbankigen Gesteine eine Höhle entstehen, so werden gar leicht, sobald die Höhle in die Breite wächst,

die dünnen Gesteinslagen von der Decke herabbröckeln und somit einen Einsturz der Höhle veranlassen, während umgekehrt dicke Bänke von Gestein derart fest gegeneinander geklemmt sind, daß ein Einbruch viel schwieriger ist. Trotzdem finden solche Höhleneinstürze, wie wir später sehen werden, auch in dickbankigen Gesteinen statt.

Aus der Beobachtung über das Vorkommen von Höhlen lernen wir zweierlei:

1. Die Höhlen finden sich in ganz überwiegender Menge in solchen Gesteinen, welche von Wasser verhältnismäßig leicht gelöst werden können, also Kalk, Dolomit, Gips, Salz. In den am leichtesten löslichen Gesteinen, Salz und Gips, werden sie jedoch niemals alt, weil ihr Wachstum ein allzu schnelles ist, so daß sie, kaum entstanden, wieder zusammenbrechen. Die Höhlen beschränken sich also zumeist auf Kalk- und Dolomitgebirge.

2. Das Gestein, in welchem Höhlen sich bilden, kann kein dünngeschichtetes sein; am geeignetsten sind dickbankige oder massige Kalk-, bzw. Dolomitgesteine."

Da zur Höhlenbildung hauptsächlich erforderlich ist, daß das Gestein vom Wasser chemisch angegriffen werden kann, es ferner zerklüftet sein muß, damit das Wasser in die Tiefe dringen kann, so ist einleuchtend, daß das Höhlenphänomen nicht allgemein verbreitet sein kann, sondern auf diejenigen Gegenden beschränkt bleiben muß, wo die genannten Bedingungen zutreffen. Da, wo aber dieses der Fall ist, kann man geradezu von Höhlengebieten sprechen.

In diesen Höhlengebieten ist die hohe Zerklüftung des Gesteines das äußerlich am meisten charakteristische Merkmal. Denn infolge hoher Zerklüftung des Felsuntergrundes eines Gebietes können die Wasser der atmosphärischen Niederschläge nicht, wie es sonst der Fall ist, oberirdisch in größern oder kleinern Rinnsalen abfließen, sondern werden vielmehr, von den Klüften aufgenommen, auf diesen in die Tiefe dringen. Anstatt der Entwässerung nach der Horizontalen tritt also in den stark zerklüfteten Höhlengebieten eine nach der Vertikalen ein.

Einem Höhlengebiete fehlt daher fließendes Wasser; es ist überhaupt wasserarm und infolgedessen zumeist unfruchtbar.

Wenn die Zerklüftung eine geringere ist, so daß die Spalten zur Aufnahme der gesamten Niederschlagsmenge nicht völlig ausreichen, so kann neben der Entwässerung nach der Vertikalrichtung auch die nach der Horizontalrichtung vor sich gehen. In solchen Gebieten haben wir den Übergang eines typischen Höhlengebietes mit „Vertikalentwässerung" zu einem normalen Gebiete, dessen Entwässerung in der Horizontalen erfolgt.

Durch den andauernd sich vollziehenden Vorgang der Höhlenbildung werden die schon vorhandenen Klüfte immer mehr erweitert, so daß die „Klüftigkeit" des Gesteines ständig wächst. Hierdurch wird bewirkt, daß auch in den Gebieten, welche geteilte Entwässerung besitzen — also solche nach der Horizontalen sowohl, als auch nach der Vertikalen — die letztere auf Kosten der erstern in stetiger Zunahme begriffen ist. Das Endergebnis dieses Vorganges ist, daß die Klüftigkeit des Gesteines schließlich so groß wird, daß eine horizontale Entwässerung selbst bei den heftigsten Niederschlägen nicht mehr eintritt, sondern alles Wasser in die Tiefe sinkt.

Der ganze Prozeß des Überganges von der Horizontalentwässerung zur gemischten und von dieser zur alleinigen vertikalen können wir als „Verkarstung" bezeichnen, nach dem Karstgebirge so genannt, in welchem das Endergebnis des Verkarstungsvorganges am reinsten zu beobachten ist.

Die Karstlandschaft bildet sich stets da aus, wo die vertikale Entwässerung an Stelle der horizontalen getreten ist. Karstgebiete sind also stets Gebiete, in welchen die Niederschläge nicht ober-, sondern unterirdisch zum Abflusse gelangen.

Zugleich mit dem Wasser werden auch die von ihm mitgerissenen Bodenbestandteile in die Tiefe geschwemmt. Daher kommt es, daß die Verwitterungs-

produkte des Bodens, welche anderwärts die Ackerkrume bilden, im Karste fehlen, so daß an der Oberfläche der unbedeckte Fels zurückbleibt, und die Landschaft zuweilen den Charakter einer Felswüste hat.

Die Einschwemmung des verwitterten Gesteinsmateriales in die Felsspalten des Karstes ist nun ein Vorgang, welcher der Höhlenbildung entgegenarbeitet. Und dennoch ist gerade im Karste das Höhlenphänomen ganz besonders ausgebildet; ja es sind sogar alle die eigenartigen Karstphänomene als unmittelbare Folgeerscheinungen der reichen Höhlenbildung anzusehen. Dies erklärt sich leicht dadurch, daß die Höhlenbildung schneller vor sich geht als die Ausfüllung: Das Wasser führt wohl Material von der Oberfläche in die Tiefe, aber es bildet gleichzeitig durch Korrosion einen Hohlraum in dem Gesteine, welcher im allgemeinen größer ist als das Volumen der eingeschwemmten Masse. Hierin liegt auch ein weiterer Grund für das Fehlen der Höhlenphänomene, bzw. Karstphänomene in solchen Gesteinsarten, welche in Wasser unlöslich oder nur sehr schwer löslich sind. Denn wenn solche Gesteine auch von noch so zahlreichen Klüften durchzogen sind, so werden ihre Spalten dennoch bald von eingeschwemmtem Materiale erfüllt sein, weil die Höhlenbildung in ihnen nicht mit der Einschwemmung gleichen Schritt halten kann.

In den höhlenführenden Gesteinen nimmt die Verkarstung daher ständig zu, während in andern Gesteinen, selbst wenn in solchen infolge hoher Zerklüftung karstähnliche Verhältnisse einstmals geherrscht haben, diese „Pseudo"-Verkarstung abnimmt.

In den Karstphänomenen zeigt sich also eine Reihe von Erscheinungen, welche zueinander in direktem Abhängigkeitsverhältnisse stehen:

1. „Die Zerklüftung in einem in Wasser löslichen Gesteine, besonders in Kalk- oder Dolomitgesteine.

2. Die Erweiterung der Klüfte durch die lösende Kraft des Wassers und die Entstehung der Höhlen.

3. Fortschwemmung der Verwitterungsprodukte des Bodens in die Spalten, wodurch die kahle Felsoberfläche der Karstlandschaft bewirkt wird.

Alle diese drei genannten Erscheinungen im Karste sind durch die vertikale Entwässerungsrichtung bedingt. Diese ist es auch, welche ein

4. Karstphänomen hervorbringt, die unterirdischen Flüsse. Denn die Wasser, welche in die Tiefe rieseln, vereinigen sich vielfach zu unterirdischen Wasserläufen, auf welche wir zurückkommen werden.

Schließlich gehören zur Reihe der Karstphänomene

5. die Dolinen, das sind trichterförmige Einsenkungen, welche oft zu vielen Hunderten geschart vorkommen und teils als Einbrüche von Höhlen, teils als erweiterte Abzugslöcher der vertikal nach unten gerichteten Entwässerung anzusehen sind. Die Dolinen bilden neben den Höhlen und unterirdischen Wasserläufen die wichtigsten der Karstphänomene.

Ein weiteres, 6. Karstphänomen würden die hinsichtlich ihrer Entstehung vielfach noch recht strittigen Kesseltäler oder Poljen bilden. Dieselben stellen wannenförmige Talsenkungen dar, an deren Boden oftmals fließendes Wasser sich befindet. Diese Täler sind auf allen Seiten vom Gebirge abgeschlossen, so daß das in ihnen befindliche Wasser unterirdisch — in Höhlenflüssen — zum Abflusse gelangt. Die Kesseltäler stehen mit dem gesamten Karstphänomen in so engem Zusammenhange, daß wir ihnen deswegen ganz besondere Beachtung schenken müssen, obwohl sie keineswegs in allen Karstgebieten vorkommen."

Wo wie in den Karstgebieten die Vertikalentwässerung allein herrscht oder vorwiegt, dringt das Wasser in die Tiefe, bis es auf undurchlässiges Gestein trifft, und dieses bildet die Basis des Grundwassers. Infolge der Zuflüsse von oben steigt letzteres, bis es in einer natürlichen Depression die Oberfläche erreicht, und tritt dann hier als Quelle zutage. Gewöhnlich liegen mehrere oder auch viele Quellen in ungefähr gleicher Höhenlage, und man spricht dann von einem Quellhorizonte. v. Knebel definiert diesen als die Schnittlinie

der Erdoberfläche mit dem Grundwasserspiegel. Da das in den Quellen zutage tretende Wasser zu dieser hinströmt, und also diese Strömung des Grundwassers in horizontaler Richtung erfolgt, so ist die Vertikalentwässerung in Wirklichkeit auch eine Horizontalentwässerung ,welche sich nur nicht an der Oberfläche, sondern in der Tiefe vollzieht. Man kann die Vertikalentwässerung daher auch als Tiefenentwässerung bezeichnen und sie von der horizontalen oder Oberflächenentwässerung trennen. „Beide Entwässerungsarten unterscheiden sich dadurch, daß bei der Horizontalentwässerung der größere Teil der Wassermassen nahezu in der Horizontalen abfließt, während der kleinere Teil zuerst vertikal in die Tiefe dringt, um dann aber wiederum in der Horizontalen sich zu bewegen. Im Gegensatze zur Horizontalentwässerung haben wir bei der Vertikalentwässerung zuerst vorherrschende, oft sogar alleinige Entwässerung in der Vertikalen, dann in der Tiefe wieder eine solche in der Horizontalen. In Gebieten mit Vertikalentwässerung fließen die Niederschläge ganz oder größtenteils in der Tiefe ab; in Gebieten mit Horizontalentwässerung ganz oder größtenteils an der Oberfläche.

Ein weiterer Unterschied zwischen Gebieten mit Vertikal- und Horizontalentwässerung liegt in der wechselnden Höhenlage des Grundwasserspiegels bei der erstern und der nahezu konstanten Höhenlage der letztern Entwässerungsart. Dies findet seine Erklärung darin, daß in Höhlengebieten mit Vertikalentwässerung das gesamte Wasser in die Tiefe dringt und infolgedessen den Grundwasserspiegel um ein beträchtliches zum Steigen bringt, — während in andern Gebieten, wo das Wasser größtenteils oberirdisch abfließt, große Veränderungen in der Höhenlage des Grundwasserspiegels kaum eintreten können. Die großen Unterschiede in den Niederschlagsmengen der einzelnen Jahreszeiten können sich also in den Gebieten mit Horizontalentwässerung nicht in gleichem Maße durch die Höhenlage des Grundwasserspiegels aussprechen, als in Höhlengebieten mit Vertikalentwässerung. Höhlengebiete zeichnen sich also stets durch größere Niveauschwankungen des Grundwasserspiegels aus.“

Das meteorische Wasser vermag, wie bemerkt, die Gesteinsmassen der Kalkgebirge verhältnismäßig leicht aufzulösen, und zwar wenn es Kohlensäure enthält unter Umständen die zehnfache Menge an Gesteinssubstanz, welche das reine Wasser löst. Was vom Kalke gilt, gilt auch vom Dolomite, daher auch dieser als Karstgestein angesehen werden muß. So ist das große Dolomitgebirge der Fränkischen Schweiz ein echtes Karstgebirge und das größte Höhlengebiet Deutschlands. „Es hat sich,“ bemerkt v. Knebel, „ergeben, daß jedes Liter eines dem Kalk-, bzw. Dolomitgebirge entströmenden Wassers im Mittel von etwa 0.25 *g* gelöste Substanz enthält. In den Karstgebieten enthält somit 1 *cbm* Quellwasser $^1/_4$ *kg* an gelöster Gesteinssubstanz. Da das spezifische Gewicht des Gesteines etwa 2.6 ist, so beträgt das Volumen von $^1/_4$ *kg* 0.000 096 *cbm*. Die Quantität des Wassers, welches einer Quelle entströmt, ist meist in „Sekundenlitern“ (n) angegeben. Man muß daher die Zahl n mit dem Gewichte a der in 1 *l* Wasser gelösten Gesteinsmenge (ausgedrückt in Grammen) und der Anzahl der Sekunden eines Jahres multiplizieren, um die Gesteinsquantität Q zu ermitteln, welche von der Quelle alljährlich dem Gebirge entzogen wird. Er ist also dann $Q = n \cdot a \cdot 31\,536$ *kg*. Wie bereits gesagt, beträgt a durchschnittlich 0.25; es ist mithin im allgemeinen $Q = n \cdot 7884$ *kg*.

Ohne weiteres ist hieraus zu ersehen, daß die Größe Q eine recht bedeutende ist. So entzieht z. B. der Timavo, jene Riesenquelle, welche am Rande des Krainer Karstes nordwestlich von Triest hervorbricht und durchschnittlich nicht weniger als 2 300 000 *cbm* pro Tag — also 26 620 Sekundenliter — führt, dem Gebirge im Jahre 210 000 000 *kg* Gestein. Die dem unterirdischen Zuzugsgebiete der Timavoquellen alljährlich entzogenen 210 000 000 *kg* Gesteinsmaterial nehmen ein Volumen von 80 700 *cbm* ein. Es bilden sich somit innerhalb des Zuzugsgebietes der Timavoquellen Jahr für Jahr Hohlräume, deren Gesamtvolumen über 80 000 *cbm* beträgt, welche also den Raum eines

Würfels von 43 *m* Kantenlänge einnehmen würden. Die größte Quelle Deutschlands befindet sich im Gebiete des Schwäbischen Jura, und zwar am Südrande desselben; es ist die Quelle der Hegauer oder Radolfszeller Aach, welche nach kurzem Laufe in den untern See sich ergießt. Die Aachquelle entführt dem kalkigen Juragebirge im Durchschnitte etwa 7000 Sekundenliter Wasser und pro Tag nicht weniger als 151 000 *kg* Gestein. Im Jahre beträgt somit der unterirdische Substanzverlust des Gebirges etwa 55 000 000 *kg* (1 102 300 Ztr.). Da je 52 Ztr. 1 *cbm* des Gesteinsvolumens entsprechen, so müssen sich alljährlich im unterirdischen Zuzugsgebiete der Aachquelle Hohlräume bilden, deren Gesamtvolumen etwa 21 000 *cbm* beträgt."

Die Karstgesteine enthalten aber auch unlösliche Bestandteile, welche an der Oberfläche die eisenhaltige rote Erde (Terra rossa) und im Innern der Gebirge den Höhlenlehm bilden, der sich oft in beträchtlicher Menge vorfindet. Bei der Verdunstung der eingedrungenen Sickerwasser, welche nichts anderes sind als gesättigte Lösungen von Kalk oder Dolomit, findet Neuausscheidung statt in Gestalt von Kalksinter oder Höhlensinter. Dadurch entstehen die oft sehr phantastisch geformten weißen Tropfsteine. Die Tropfsteinbildung ist also von dem Umstande abhängig, ob in der Höhle Verdunstung eintreten kann oder nicht. Dieser Umstand erklärt auch in einfachster Weise, warum jene Höhlen, welche größere Wasseransammlungen enthalten oder von Flüssen durchströmt werden, an Tropfsteingebilden so arm sind oder gar ihrer völlig entbehren.

Stalaktiten werden die von der Höhlendecke herabhängenden eiszapfenartigen Kalkausscheidungen genannt, Stalagmiten die ihm vom Boden aus entgegenwachsenden. Nach v. Knebel wird ungefähr ein Drittel dessen, was das Wasser unter normalen Verhältnissen vom Gesteine zu lösen imstande ist, im Gebirge selbst wieder als Höhlensinter ausgeschieden, während zwei Drittel in das Grundwasser übergehen.

Die Zeitdauer einer Tropfsteinbildung aus den Dimensionen der letztern zu berechnen, ist unzulässig, ebenso wenig ist es möglich, Zahlen für das Alter einer Höhle zu ermitteln, während allerdings das geologische Alter derselben sich manchmal bestimmen läßt. Während die chemische Kraft des Wassers die Korrosion, für sich genügt, um die Entstehung der Höhlen zu erklären, ist die Erosion, die mechanische Tätigkeit des Wassers, keine höhlenbildende Kraft, sondern vermag sich nur, und zwar in seltenen Fällen, mit der Korrosion zu summieren. „Es beruht daher," sagt v. Knebel, „auf Irrtum, wenn die Erosion, wie man in den meisten Lehrbüchern, welche Höhlen überhaupt erwähnen, lesen kann, zu den höhlenbildenden Kräften gezählt wird. Ja, die Erosion ist nicht nur kein höhlenbildender Faktor, sondern sie ist im Gegenteile sogar ein die Höhlen ausfüllender — ein höhlenvernichtender Faktor.

Die Erosion vermag zuweilen gewisse Teile einer Höhle zu erweitern. Da sich das abgetragene Material aber zumeist im Innern der Höhle wieder sammelt und dort ein größeres Volumen wie ehemals einnimmt, als es noch festes Gestein war, so bedeutet die lokale Erweiterung einer Höhle durch Erosion in Wirklichkeit eine Verengung des gesamten Höhlenraumes.

In solchen Fällen aber, wo die Sedimentation nicht in der Höhle erfolgt, wie es z. B. in den sogenannten Durchgangshöhlen, den natürlichen Tunneln, der Fall ist, da kann allerdings auch die Erosion wirklich höhlenbildend oder, besser gesagt, höhlenerweiternd wirken. Aber dies ist selten der Fall, denn die weitaus meisten Höhlen enden blind im Gesteine. Das durch die Erosion entfernte Material muß daher in der Höhle selbst zur Sedimentation gelangen. Bezüglich der unterirdischen Flußläufe weiß man ferner, daß ihr Bett oft derart eingeengt, dann wieder stark erweitert ist, daß die Fortschaffung des durch Erosion entfernten Materiales auf größere Strecken unmöglich ist. Folglich werden auch diese Höhlen durch die Erosion in Wirklichkeit eingeengt."

Die verschiedenen Höhlenbildungen bringt v. Knebel in zwei Hauptabteilungen: Sickerwasserhöhlen und Flußwasserhöhlen. Erstere sind durch

Sickerwasser entstanden, das auf Spalten und Klüften mehr oder minder vertikal in die Tiefe rieselt und durch seine Lösungskraft auf diesem Wege höhlenbildend wird; letztere sind kanalartig gestaltete Höhlen von verhältnismäßig geringer Breiten- und Höhenerstreckung, aber von oft sehr bedeutender Länge. Die Sickerwasserhöhlen sind weit größer als die Flußwasserhöhlen. Da die erstern wegen ihrer Tropfsteingebilde die schönern sind, werden sie von Touristen mehr aufgesucht als die kahlen Wasserhöhlen, in welche ein Eindringen zuweilen auch mit großen Schwierigkeiten verknüpft ist.

Letztere sind aber geographisch wie geologisch die weitaus interessantern, und v. Knebel geht spezieller auf sie ein, besonders auch indem er neue Gesichtspunkte für ihre niemals eingehend erklärte Entstehung erörtert. Zunächst behandelt er das Problem der Höhlenflüsse, besonders mit Bezug auf die Karstflüsse. Auf der Karsthochfläche findet man eine Reihe größerer Depressionen, Poljen oder Kesseltäler genannt, deren viele von einem Flußbette durchzogen sind, das aber nur so lang ist als das Kesseltal selbst. Am Rande desselben verlieren sich die Wasser entweder in Höhlen, oder sie rieseln zwischen engen Felsspalten in die Tiefe. Man nennt diese Abzugsventile Schlundlöcher, Sauglöcher oder Ponore, letzteres ein südslavisches Wort, das als wissenschaftlicher Fachausdruck sich eingebürgert hat. Ob das Wasser im Innern des Gebirges als zusammenhängender Fluß oder in Klüften verteilt als Grundwasser weiterfließt, läßt sich zunächst nicht sagen, wo es in einer andern Depression des Bodens wieder zutage tritt, zeigt es sich gewöhnlich als größerer Fluß, und dieses Hervortreten wird mit dem Namen Riesenquelle oder Vauclusequelle bezeichnet.

Das wichtige Problem der Entstehung der Höhlenflüsse und des unterirdischen Verhaltens derselben wird von Dr. v. Knebel sehr eingehend erörtert, und er faßt das Ergebnis seiner Studien wie folgt zusammen: „Eine Quelle übt vermöge ihrer oft sehr heftigen Strömung eine Saugwirkung aus; die Saugkraft des Quellstromes wirkt zunächst auf die ihm benachbarten Grundwassermengen. In diesen pflanzt sie sich fort. In den Zonen, in welchen die Zerklüftung am stärksten ist, in den Zerklüftungszonen, fließt das Grundwasser zum Quellstrome hin, es wird zum Grundwasserstrome, und dieser durch seine höhlenbildende Tätigkeit endlich zum Höhlenflusse. Der Höhlenfluß bewegt sich dann nicht mehr infolge der Saugkraft der Quellströme, sondern er fließt durch die Schwerkraft. Die Saugkraft aber, die eine Quelle oder ein Höhlenfluß auszuüben vermag, hört mit zunehmender Verkarstung auf.“

Im weitern behandelt v. Knebel die Dolinen und die bisherigen Erklärungsversuche derselben, sowie ihre Bedeutung für die Entstehung der Täler. In gewissen Fällen sind sie geradezu als Talanfänge zu betrachten. Von besonderm Interesse ist die Schilderung der wichtigsten Höhlengebiete in Europa und Nordamerika. Als größte bekannte Höhle gilt noch immer die Mammuthöhle in Kentucky, deren zahlreiche und sehr verästelten Gänge zusammen etwa 48 *km* Länge besitzen sollen, während von den größten europäischen Höhlen die Grotte von Adelsberg nur 7 und die Planinagrotte nur 5 *km* Gesamtlänge ihrer Verzweigungen aufzuweisen haben. Von deutschen Höhlen sind zu nennen die durch ihren Reichtum an fossilen Knochen bekannte Gailenreuther Höhle und die Sophienhöhle im Fränkischen Jura, die Baumannshöhle im Harze. Als weit bekannte Strandhöhlen sind die Fingalshöhle auf Staffa und die blaue Grotte auf Capri erwähnt. Das blaue Licht in dieser letztern erklärt sich aus dem Umstande, daß die sehr kleine Eingangsöffnung, die nur wenig hoch über dem Seespiegel liegt, nur geringe Lichtmengen ins Innere dringen läßt, während in der Tiefe, unter dem Meeresspiegel, sich eine sehr große Öffnung befindet, und das Licht, welches die Höhle erleuchtet, als zerstreutes Tageslicht aus dem blauen Meereswasser durch diese submarine Öffnung kommt. Eine ähnliche, aber kleinere blaue Grotte findet sich auf der Insel Busi an der Küste von Dalmatien.

Was die Temperaturverhältnisse in den Höhlen anbelangt, so zeichnen sie sich durch große Konstanz aus, und die Temperatur entspricht im allgemeinen der mittlern Temperatur des Ortes, an welchem die Höhlen sich befinden. Ausnahmen finden statt bei Höhlen, welche eine gute Ventilation besitzen, bei sehr tief gelegenen Höhlen und bei den sogenannten Eishöhlen. Letztere sind eigentümliche Erscheinungen, für welche die sonderbarsten Hypothesen aufgestellt worden sind. v. Knebel erklärt sie auf einfache Weise. Nach seiner Ansicht bilden sie sich aus den gewöhnlichen Höhlen stets da, wo infolge von örtlichen Verhältnissen zur Winterszeit Eis in der Höhle entsteht, und die Sonnenwärme nicht imstande ist, dasselbe völlig wegzuschmelzen. Damit letzterer Fall eintritt, muß sich die Höhle in die Tiefe erstrecken, so daß die kältere schwerere Luft sich am Boden ansammeln kann, während die leichtere weit wärmere Höhlenluft emporgetrieben wird. Auch darf keine starke Ventilation stattfinden. Sinkt die Außentemperatur unter den Gefrierpunkt, so wird auch die Höhlenluft so weit abgekühlt, daß die Sickerwasser zu Eis erstarren. Die Eisbildung in Höhlen ist nach v. Knebel an folgende vier Hauptbedingungen geknüpft:

1. Lage der Höhle in einem Gebiete mit Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes.
2. Sackförmige Gestalt der Höhle mit beträchtlicher Vertikalerstreckung, so daß kalte schwere Luft in die Tiefe dringen kann.
3. Fehlen der Ventilation.
4. Schwache Zufuhr von Wasser, welche nur dazu ausreichen darf, die Bildung neuen Eises zu veranlassen.

Die meisten Höhlen sind von Lebewesen bewohnt, welche v. Knebel in folgende Gruppen einteilt:

1. Troglophilen, das sind Tiere und Pflanzen, welche zwar auch außerhalb der Höhlen vorkommen, die Höhlen aber als Wohnorte bevorzugen.
2. Troglobien oder echte Höhlenbewohner, das sind Tiere und Pflanzen, welche sich nur in Höhlen finden.
3. Zeitweilige Höhlenbewohner, das sind Tiere, deren Lebensbedingungen außerhalb der Höhlen liegen, welche daher nur zu gewissen Zeiten die Höhlen als Wohnstätten aufsuchen (z. B. Raubtiere, Fledermäuse, Menschen usw.).

Die Höhlenflora ist sehr arm, die Höhlenfauna verhältnismäßig groß, darunter eine Reihe von Tieren, die sich bloß in Höhlen finden. Nur diese letztern haben für den Forscher besonderes Interesse, weil sie sich durch gewisse Eigentümlichkeiten von den verwandten Formen der Außenwelt unterscheiden. Es ist hauptsächlich der in den Höhlen herrschende Mangel an Licht, welcher rückbildend auf die Gesichtsorgane der Höhlentiere einwirkt und nicht minder auf deren natürliche Körperfarbe, ähnlich wie bei vielen Tiefseetieren. Von Wichtigkeit sind die Höhlen für den Paläontologen durch die in ihnen häufig eingebetteten tierischen Überreste, welche teils von Raubtieren herrühren, die die Höhlen in der Urzeit bewohnten, teils aus den Knochen des von ihnen dorthin verschleppten Raubes. Auch als Wohnstätten der vorgeschichtlichen Menschen haben häufig Höhlen gedient, sowie in geschichtlicher Zeit bisweilen als Schlupfwinkel für Geächtete und Verbrecher.

Höhlenforschungen in Neusüdwales. Etwa vier engl. Meilen von Goulburn, der Hauptstadt des südlichen Teiles von Neusüdwales, liegt die malerische Stadt Bungonia. In ihrer Nachbarschaft befinden sich mächtige Höhlen, von denen nur ein Teil erforscht ist. Erst seit wenigen Jahren wird die Erforschung dieser Höhlen in den Kalksteinfelsen systematisch vorgenommen. Die Eintrittskammer, die sich zu einer Höhe von 24 *m* erhebt, heißt wegen ihrer kegelförmigen Gestalt „Glockenturm“. Mit Hilfe einer Winde und eines

Seiles steigt man dann einen 45 *m* tiefen Schacht hinab, dessen vom Wasser ausgewaschene Seiten zeigen, daß man auf dem ehemaligen Schauplatze eines großen unterirdischen Wasserfalles steht. Die glatten Oberflächen sehen so aus, als seien sie von Menschenhand gemeißelt. Soweit ist an dieser Stelle das Höhlensystem erforscht. Ein zweiter Durchgang geht vom Grunde des Schachtes aus; er enthält stalagmitartige, muldenförmige Bildungen, und zwar in einer Art Terrassen auf dem untern Teile der Wände und des Fußbodens. Diese Becken sind anscheinend häufig mit reinem Wasser gefüllt, das immer von einer Reihe Mulden in die andere tropft, bis es die untersten Tiefen erreicht, was einen reizvollen Anblick gewährt. Eine andere Höhlenformation in derselben Nachbarschaft ist teilweise auch schon erforscht. Man gelangt durch eine etwa 60 *m* über der Basis befindliche Öffnung in eine 300 *m* lange Höhle. Weiter östlich öffnet sich eine Höhle von fast 360 *m*, die 9 bis 24 *m* hoch ist. Hier sieht man Myriaden von Stalaktiten in allen Formen, einige darunter über 3 *m* lang. Steigt man einen tiefen Abhang hinab, so kommt man durch einen 180 *m* langen, sich ständig senkenden Durchgang in die geräumigste und schönste Höhle, die 40 *m* hoch und 18 *m* breit ist. Durch diese Höhle geht ein schöner Wasserlauf, der auf dem Boden Becken in allen Größen und Formen bildet. 600 bis 900 *m* weiter erreicht man kleinere Höhlen, durch die augenscheinlich große Wassermassen geflossen sind. Etwa drei engl. Meilen von den Bungoniahöhlen und sechs Meilen von Mardan entfernt liegen die Terrarahöhlen, die eine schöne Öffnung haben. Von hier steigt der Eingang steil zur ersten, verhältnismäßig kleinen Höhle hinab, von der ein weiterer Abstieg zu einer hohen Kammer führt, die aus riesigen zackigen, oben und unten gespaltenen Felsen gebildet ist und einige farblose, gleichsam drapierte Stalaktiten enthält. So bietet das ganze Land ein fast unerschöpfliches Feld für Höhlenforscher.[1])

Flüsse.

Die Wasserführung der Hauptströme der Erde. Über die Wassermengen, welche die Hauptströme der Erde jährlich ins Meer führen, sind nur sehr ungenaue Angaben bekannt, ja selbst für die europäischen Hauptflüsse muß man sich zum Teile noch mit bloßen Schätzungen begnügen. Die Ursachen dieser beklagenswerten Ungewißheit liegen auf der Hand; es fehlt noch sehr an zuverlässigen und vor allen Dingen genügend lange fortgesetzten Messungen der Stromgeschwindigkeiten und Wasserstände in genau bekannten Stromprofilen. Dazu ist das vorhandene Material meist nicht leicht zugänglich. Dr. R. Fritzsche hat sich daher ein großes Verdienst

---

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau 1906. p. 237.

erworben, indem er die vorhandenen Angaben über die Wassermengen der hauptsächlichsten Flüsse sorgfältig sammelte und kritisch bearbeitete. Aus der Inauguraldissertation, in welcher er die von ihm gefundenen Daten mitteilt und weiter zu besondern Untersuchungen verwertet, werden dieselben hier mitgeteilt, jedoch in anderer Reihenfolge der Ströme, als das Original gibt.

1. Memel. Als ältere Angaben für die Wassermenge der Memel seien der Vollständigkeit wegen erwähnt: 1. Koppin,[1]) der die Wassermenge bei einem Pegelstande von 4 Fuß 11 Zoll in Tilsit zu 14 300 Kubikfuß in der Sekunde (= 13.94 *cbkm* im Jahre) angibt; 2. Franzius und Sonne[2]), die für die Memel bei Tilsit als Mittelwassermenge 608 *cbm*/sec, d. h. 19.17 *cbkm* jährlich angeben.

Eine sehr zuverlässige, genaue Bestimmung der Abflußmenge gibt uns das Memelstromwerk.[3]) Zur Ermittlung der Abflußmengen wurde zunächst in ein Koordinatenkreuz die Wasserstandsdauerlinie für den Zeitraum 1851—1890 aus der Häufigkeit der Wasserstände, die aus den Wasserstandsbeobachtungen am Tilsiter Pegel gebildet sind, dargestellt. Der Pegel zu Tilsit wurde gewählt, weil für ihn eine größere Anzahl zuverlässiger Messungen ausgeführt sind. Aus diesen und den für die äußersten Wasserstände berechneten Werten wurde ferner die Wassermengenkurve konstruiert. Aus der Dauer der Wasserstände und der Wassermengenkurve ließ sich nun die Dauerlinie für die Wassermengen ableiten. Die von dieser Kurve und den Koordinatenachsen begrenzte Fläche gibt dann die in dem gesamten Zeitraume 1851—1890 abgeflossene Wassermenge an; die Größe dieser Fläche wurde durch Planimetrieren bestimmt und daraus die in den 40 Jahren abgeflossene Wassermasse zu 904.9 *cbkm* abgeleitet. Der durchschnittliche Abfluß wäre demnach für das Jahr 22.62 *cbkm*. Diese Abflußmenge ist aber wegen des Eisstaues zu groß. Jedoch sind bei dem Memelstrome Anhaltspunkte, welche für die Feststellung der Größe des Staues geeignete Unterlagen bieten, nicht vorhanden. Man ist hier deshalb lediglich auf Schätzungen angewiesen. Für die Weichsel, bei der aus den Erscheinungen bei den Eisbrecharbeiten auf die Größe des Staues geschlossen werden kann, ergibt sich, daß die ohne Berücksichtigung des letztern gewonnenen Wassermengen des Winters um 20.6% zu groß sind. Dieser Abzug erscheint für den Memelstrom noch zu gering. Es wurde daher ein Abzug von 30% gemacht und daraus die mittlere Abflußmenge des Winters zu 11.06 *cbkm* und die des ganzen Jahres zu 17.88 *cbkm* erhalten. Diese vom Stromwerk angegebene Zahl von 17.88 *cbkm* jährlich wurde in die Rechnung eingeführt und dürfte zweifellos eine große Genauigkeit besitzen. Murray gibt in seiner Arbeit 15.77 *cbkm* an.

2. Pregel. Für den Pregel kam nur die Angabe des Stromwerkes[4]) in Betracht. Nach diesem liegen einstweilen noch keine ausreichenden Messungen vor, aus denen sich ein genaues Bild über die Wassermengen gewinnen ließe. Die ältern Angaben beruhen meist nur auf Schwimmermessungen und zeigen große Widersprüche. Neue Messungen haben stattgefunden zur Bestimmung des Einflusses, den die Zuführung von 6 *cbm*/sec Wasser aus dem masurischen Schiffahrtskanale auf die Veränderung der Wasserstände im Pregel- und Deinetale ausüben würde, beziehen sich aber nur auf kleinere oder mittlere Abflußmengen. Als rohe Annäherung kann man die Abflußmenge des Pregelstromes oberhalb der Deineabzweigung bei Mittelwasser auf 60 *cbm*/sec, d. h. 1.89 *cbkm* im Jahre, schätzen.

3. Weichsel. Ältere Angaben über die Wassermenge der Weichsel

[1]) Koppin, Nachr. über d. Ströme d. preuß. Staates. Zeitschr. f. Bauwesen 1864. p. 170.

[2]) Franzius und Sonne, Handbuch des Wasserbaues. 1892.

[3]) Keller, Memel-, Pregel-, Weichselstrom. Berlin 1899. **1**. p. 319.

[4]) Keller a. a. O. **2**. p. 507.

sind: 1. Franzius und Sonne[1]) (1892) geben im Mittel 937 *cbm*/sec, d. h. 29.55 *cbkm* jährlich an. 2. Schmidt[2]) hat auf Grund genauer Wassermengenermittlungen mittels hydrometrischer Flügel die täglichen Abflußmengen der Weichsel und Nogat im Jahre 1896 bestimmt und als Jahressumme für 1896 30.36 *cbkm* erhalten.

Für uns kommt das schon erwähnte Stromwerk[3]) in Betracht. Nach diesem erfolgte die Ermittlung der Abflußmenge des Jahres und des Winters zunächst in derselben Weise wie für das Memelgebiet. Für den Winter wurde eine besondere Berechnung mit Berücksichtigung des Eisstaues vorgenommen. Für den vierzigjährigen Zeitraum von 1851—1890 ergab sich danach eine gesamte Abflußmenge von 1220.93 *cbkm*, d. h. als Jahresbetrag derselben 30.52 *cbkm*. Diese Zahl dürfte, da es sich um einen vierzigjährigen Mittelwert handelt, als genau anzusehen sein. Murray gibt 23.58 *cbkm*.

4. Oder. Waren wir über die Abflußmenge der Memel und Weichsel ausreichend informiert, so fehlen zuverlässige, neuere Messungen der Wassermenge bei der Oder fast vollständig. Ältere Messungen wurden von Herr[4]) veröffentlicht, der die Wassermenge der Oder zwischen Greifenhagen und Mescherin bei einem Wasserstande von 3 Fuß am Garzer Pegel zu 7869 Kubikfuß pro Sekunde, d. h. jährlich zu 7.67 *cbkm* berechnet. Auf diese Messungen bezieht sich auch noch die 1891 vom Kaiserl. Statistischen Amte herausgegebene Statistik der Stromgebiete.[5]) Die Mittelwassermenge der Oder für Glietzen wird hier nach einigen vorhandenen Strommessungen auf etwa 14 *cbkm* geschätzt. Auch das Oderstromwerk[6]) enthält noch keine Angaben über die mittlern, sondern nur über die maximalen Wassermengen. In seinem Referate über dieses Stromwerk sucht nun Penck[7]) die Abflußmenge der Oder wenigstens annähernd zu schätzen und geht dazu von den von ihm gefundenen Gleichungen für die Abflußhöhe der Elbe und der Moldau aus. Aus deren Übereinstimmung folgert er, daß eine entsprechende Gleichung auch für die Oder gelte. Danach findet er für das Gebiet der Mitteloder einen Abfluß von 165 *mm*, für die untere Oder 85 *mm* und für das gesamte Stromgebiet 150 *mm*. Danach dürfte die Oder etwa 570 *cbm*/sec oder 17.90 *cbkm* im Jahre ins Meer rollen. Dieses Resultat von Penck fand seine Bestätigung in dem 1904 erschienenen Jahrbuche der Gewässerkunde Norddeutschlands.[8]) Dieses gibt in Heft II. S. 23 den mittlern Pegelstand für Hohensaathen (oberhalb Schwedt) zu 328 *cm* an; außerdem findet sich ein Verzeichnis sämtlicher vorhandenen Wassermengenmessungen mit den betreffenden Pegelständen. Diese wurden von Fritzsche in Koordinatenpapier eingetragen und durch sie die Wassermengenkurve gelegt. Durch graphische Interpolation ergab sich dann die zu jenem mittlern Pegelstande gehörende Wassermenge zu 470 *cbm*/sec = 14.82 *cbkm* im Jahre. Da nun Hohensaathen noch 78 *km* oberhalb von Stettin liegt, und die mittlere Abflußmenge bekanntlich größer ist als die Abflußmenge bei mittlerm Wasserstande, so wurde, ehe genauere Messungen einen andern Wert der Abflußmenge ergeben, der von Penck bestimmte Wert der Rechnung zugrunde gelegt. Murray: 10.42 *cbkm*.

5. Elbe. Als mittlere Wasserführung der Elbe gibt Penck[9]) nach

---

[1]) Franzius und Sonne a. a. O.

[2]) Schmidt, Die Wassermengen der Weichsel, Nogat und Brahe im Jahre 1896. Zentralblatt der Bauverwaltung 1897. p. 309.

[3]) Keller a. a. O. **1**. p. 323.

[4]) Herr, Nachr. über d. Ströme d. preuß. Staates. Zeitschr. f. Bauwesen. 1864. p. 37.

[5]) Statistik des Deutschen Reiches 1891. **39**. Teil 1. p. 183.

[6]) Keller, Der Oderstrom. Berlin 1896. p. 281.

[7]) Geographische Zeitschrift 1899. p. 88.

[8]) Jahrb. d. Gewässerkunde Norddeutschl., herausg. v. d. preuß. Landesanstalt f. Gewässerkunde in Berlin. Abflußjahr 1901. Berlin 1904.

[9]) Penck, Morphologie 1894. **2**. p. 500.

einer von Franzius[1]) berechneten Tabelle an: Für Elbstorf (Flutgrenze) ca. 700 *cbm*/sec = 22.08 *cbkm*, für Hamburg 879 *cbm*/sec = 27.72 *cbkm* jährlich.

Fritzsche legt im folgenden die Angabe des Elbstromwerkes[2]) zugrunde. Hier wurde, analog wie bei der Memel, für den zehnjährigen Zeitraum 1885 bis 1895, in dem Geschwindigkeitsmessungen ausgeführt sind, die Abflußkurve konstruiert und durch deren Integration die im Laufe eines Jahres abgeflossene Wassermenge und damit auch die mittlere sekundliche Wassermenge gefunden, und zwar ergab sich für Torgau 306, Magdeburg 521, Hämerten 548, Lenzen 667, Darchau 695, Artlenburg 712 *cbm*/sec. Der letztere Wert entspricht 22.45 *cbkm* im Jahre und dürfte, wenn er auch nicht, wie die entsprechenden Zahlen für die Memel und Weichsel, einen 40 jährigen Mittelwert darstellt, doch, namentlich im Vergleiche zur Oder, von großer Genauigkeit sein.

6. W e s e r. Auch hier beziehen wir uns auf die Daten des Stromwerkes.[3]) Eine erhebliche Schwierigkeit bei der Untersuchung der Beziehungen zwischen Abfluß- und Niederschlagsmengen bestand hier darin, daß in der Weser sowohl wie in der Ems seit der Zeit, als mit den Messungen der Wassermengen begonnen wurde, eine bedeutende Senkung der Stromsohle erfolgt ist. Während also beim Memel- und Weichselstrome die Bestimmungen der Abflußmenge für die Jahre 1851 bis 1890 mit angemessener Genauigkeit geschehen konnten, mußte bei der Weser und Ems davon Abstand genommen werden. Infolgedessen bezieht sich die Bestimmung der mittlern Wassermenge der Weser auf den Zeitraum 1891 bis 1900. Diese Bestimmung selbst geschah, analog wie bei der Memel, mit Hilfe der Wassermengendauerlinie und ergab ohne Berücksichtigung des Eisstaues eine mittlere Wassermenge von 9.56 *cbkm*, mit Berücksichtigung desselben 9.38 *cbkm*. Letztere Zahl wurde als die wahrscheinlichste als Mittelwert der Wasserführung angenommen.

7. E m s. Auch hier liefert das Stromwerk[4]) die erforderlichen Daten. Jedoch sind die Betrachtungen über den Abflußvorgang der Ems überhaupt nur bis 1895 durchgeführt, da durch die um die Mitte der 1890 er Jahre erfolgte Kanalisierung die Wasserstandsbewegung der Ems ein ganz anderes Gepräge erhalten hat. Das Jahrfünft 1896 bis 1900, das zur Berechnung der Wassermenge der Weser mit gedient hatte, konnte also für die Untersuchung der Abflußmengen der Ems nicht in Betracht kommen. Ebenso wenig konnten frühere Jahre dafür herangezogen werden, und zwar weniger wegen der schon bei der Besprechung der Weser erwähnten Senkungen der Stromsohle, sondern weil der Niederschlag in den 1880 er Jahren zum Teile recht erheblich und räumlich unregelmäßig von seinem normalen Betrage abwich. So war eine Einschränkung auf das Jahrfünft 1891 bis 1895 geboten. Dieses ergab als mittlere Wassermenge ohne Berücksichtigung des Eisstaues 2.31 *cbkm*, mit Berücksichtigung desselben 2.26 *cbkm*.

8. R h e i n. Bei der Untersuchung über die Wassermenge des Rheins läßt uns das Stromwerk[5]) im Stiche; wir sind daher gezwungen, uns nach andern Angaben umzusehen. Blink[6]) gibt nach den Berechnungen von Lely[7]) aus den Geschwindigkeitsmessungen die Wasserabfuhr des Rheines in den Niederlanden von 1870 bis 1886 durchschnittlich zu 74 *cbkm* an. Dabei ist jedoch die Wassermenge der Maas mit einbegriffen. Diese Angabe stimmt im großen und ganzen

[1]) Franzius und Sonne, Der Wasserbau 1889. p. 832.

[2]) Keller, Der Elbstrom 1898. **1**. p. 297.

[3]) Keller, Weser und Ems 1901. **1**. p. 303.

[4]) Keller, Weser und Ems 1901. **1**. p. 314.

[5]) Der Rheinstrom. Herausg. v. Zentralbur. f. Meteorol. u. Hydrogr. des Großherzogtums Baden 1889.

[6]) Blink, Der Rhein in d. Niederlanden. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. **4**. Heft 2. 1890.

[7]) Lely, Waterbouwkunde 1884.

mit der alten von Sonklar[1]) überein, der, allerdings ohne Quellenangabe, die stündliche Wassermenge zu 265 Millionen Kubikfuß = 71.76 *cbkm* im Jahre angibt. Reclus[2]) gibt für den Rhein nach Marshal 1975 *cbm*/sec = 62.28 *cbkm* im Jahre, nach von Kloeden 2210 *cbm*/sec = 69.69 *cbkm* jährlich an.

Von neuern Veröffentlichungen über den Rhein ist zunächst die von Wickert[3]) zu nennen. Er stützt sich auf die Arbeiten der Rheinstrombauverwaltung[4]) und gibt nach deren neuesten Ermittlungen die Wasserführung des Rheines bei mittlerm Niederwasser an der holländischen Grenze zu 1029 *cbm*/sec an. Bei gemitteltem Jahreswasserstande führt der Rhein oberhalb Linz 1879 *cbm*/sec, oberhalb Wesel 2026 *cbm*/sec = 63.89 *cbkm* im Jahre. Das Jahrbuch der Gewässerkunde Norddeutschlands[5]) gibt den mittlern Jahreswasserstand zu Rees (oberhalb der deutsch-niederländischen Grenze) zu 227 *cm* an. Ferner werden dort die vorhandenen Wassermengenmessungen mit Angabe der Pegelstände zusammengestellt. Diese wurden von Fritzsche in ein Koordinatensystem eingetragen und durch Interpolation ein Mittelwasser von 2000 *cbm*/sec = 63 *cbkm* im Jahre gefunden. Diese Zahl stimmt gut mit der von Wickert und Marshal mitgeteilten überein.

Für die Wassermenge der M a a ß gibt Reclus nach Lavertujon 448 *cbm*/sec = 14.12 *cbkm* im Jahre an. Spring und Prost[6]) maßen vom 13. November 1882 bis 13. November 1883 täglich die Geschwindigkeit und Wassermenge der Maaß und erhielten als Jahressumme 6.65 *cbkm*. Bezieht sich diese Zahl auch nur auf einjährige Beobachtungen, so dürfte ihr doch vor der Reclusschen der Vorzug zu geben sein, da die letztere keine Angaben über die Art und Weise, sowie über die Dauer der Beobachtungen enthält. Als wahrscheinlichste Angabe der mittlern Wassermenge für den Rhein wurde danach die Blinksche Angabe von 74 *cbkm* angesehen.

Murray gibt 42.09 *cbkm* an und scheint sich dabei auf die Wassermenge bei Koblenz zu beziehen, die nach Franzius und Sonne[7]) 1220 *cbm*/sec = 38.47 *cbkm* jährlich beträgt.

9. S c h e l d e. Die einzige Angabe über die Wasserführung der Schelde fand sich bei Reclus[8]), der sich auf Messungen von Thomé de Gamond bezieht und als „débit moyen" 92 *cbm* sec = 2.90 *cbkm* im Jahre angibt. Ist diese Zahl auch hinsichtlich ihres Genauigkeitsgrades nicht zu prüfen, so wurde wegen der geringen Ausdehnung des Stromgebietes doch kein Bedenken getragen, sie zu benutzen.

10. D o n a u. Ältere Angaben über die Wassermenge der Donau finden sich bei Sonklar und Reclus. Ersterer gibt ohne Quellennennung die stündliche Wassermenge zu 1 074 800 000 Kubikfuß = 291.06 *cbkm* im Jahre an. In ziemlicher Übereinstimmung damit hat Reclus 9180 *cbm*/sec = 289.50 *cbkm* im Jahre. Der Berechnung dieser Zahlen scheinen jedoch keine längern Beobachtungen zugrunde gelegen zu haben; denn die 1891 von Penck[9]) gegebene Abflußmenge von 5850 *cbm*/sec = 184.48 *cbkm* im Jahre ist bedeutend kleiner. Diese Zahl wurde von Hartley bei der Regulierung der Donaumündung bestimmt und beruht auf dem zehnjährigen Mittel 1862 bis 1871. Leider setzt jedoch Hartley die Methode, wie er die Wassermenge ermittelt hat, nicht aus-

---

1) Sonklar, Allgemeine Orographie 1873. p. 163.
2) Reclus, La Terre 1883. **1**. p. 520.
3) Wickert, Der Rhein und sein Verkehr 1903. p. 29.
4) Die Arbeiten d. Rheinstrombauverw. v. 1851 bis 1900. Berlin 1901.
5) a. a. O. Heft 5. p. 15.
6) Spring u. Prost, Etudes sur les eaux de la Meuse. Annales de la société géologique de Belgique **11**. 1883/84. p. 137.
7) Franzius u. Sonne, Handbuch des Wasserbaues 1892.
8) Reclus, La Terre 1883. **1**. p. 520.
9) Penck, Die Donau. Schriften d. Ver. z. Verbreit. naturwissenschaftl. Kenntnisse. Wien 1891. **31**. p. 37.

einander, so daß man die Zahl nehmen muß, wie sie mit geteilt wird. 1894 teilt dann Penck[1]) als Mittelwert für die Wasserabfuhr der Donau von 1862 bis 1890 195.50 *cbkm* mit, allerdings ohne Angabe des Autors. Diese Angabe wurde als die zuverlässigste angenommen. Murray hat 281.38 *cbkm*, scheint sich also nur auf die ältern Quellen bezogen zu haben.

11. Po. Ältere Angaben der Wassermengen des Po finden sich bei Reclus (nach Lombardini 1720 *cbm*/sec = 54.24 *cbkm* im Jahre) und Beadmore[2]) (3 644 300 Kubikfuß per Minute = 54.23 *cbkm* im Jahre). Von diesen Angaben weicht auch eine neuere Bestimmung von Valentini[3]) nicht viel ab. Valentini veröffentlicht die Resultate einer großen Zahl von Wassermengenmessungen, die durch einen Regierungskommissar in den Jahren 1878 bis 1880 zu Fossadalbero bei Ferrara vorgenommen wurden. Diese wurden von Fritzsche monatweise zusammengestellt und ergaben im Jahresmittel 1610 *cbm*/sec = 50.77 *cbkm* im Jahre. Diese Zahl wurde in der Rechnung benutzt. Murray: 55.52 *cbkm*.

12. Tiber. Für die Tiber liegen Messungen von Ventucoli und Lombardini[4]) aus den Jahren 1822 bis 1849 vor, die als mittlere Abflußmenge bei Rom 618 234 Kubikfuß in der Minute = 9.20 *cbkm* im Jahre angeben. Dieselbe Zahl teilen auch Beadmore und Reclus mit.

13. 14. Volturno. Arno. Für den Volturno und den Arno macht nur Reclus Angaben der Wassermenge. Dieser bezieht sich auf Messungen von Baccarini und gibt für den Volturno 70 *cbm*/sec = 2.21 *cbkm* jährlich, für den Arno 47 *cbm*/sec = 1.48 *cbkm* jährlich an.

15. Rhone. Die für die Rhone mitgeteilten Wassermengen gehen außerordentlich auseinander: Reclus gibt 1874 nach Messungen von Surell 2603 *cbm*/sec = 82.09 *cbkm* im Jahre, 1883 nach demselben Autor 1717 *cbm*/sec = 54.16 *cbkm* jährlich an. Auf letztere Angabe geht offenbar auch Beadmore zurück, der ohne Angabe der Quelle eine mittlere Abfuhr von 3 640 000 Kubikfuß per Minute = 54.17 *cbkm* jährlich mitteilt.

Weitere Messungen teilt Guérard[5]) mit: „Le volume total des eaux que le Rhône verse à la mer dans le cours d'une année, a été en 1869, de 39 217 millions de mètres cubes; en 1870 de 35 254 millions. Le premier chiffre représente assez approximativement le volume moyen annuel". Die Zahl von 39.22 *cbkm* wurde danach als die neueste und wohl zuverlässigste als richtig angenommen. Murray: 58.63 *cbkm*.

16. Seine. Im Jahre 1880 gab Schlichting[6]) die Wassermenge der Seine bei Rouen zu etwa 460 *cbm*/sec = 14.19 *cbkm* im Jahre an. Die Bestimmung ist durch Belgrand in seinem Seinewerke, das mir jedoch nicht zugänglich war, wiederholt und der Wert zu 507 *cbm*/sec gefunden worden. Diese Zahl fand sich bei Reclus und ergibt einen jährlichen Abfluß von 15.99 *cbkm*. Murray: 22.79 *cbkm*.

17. Loire. Für die Loire fanden sich nur Angaben bei Reclus; dieser teilt als mittlere Abflußmenge mit: 1874: 500 *cbm*/sec = 15.77 *cbkm* im Jahre (ohne Quellenangabe); 1883 nach Thomé de Gamond 985 *cbm*/sec = 31.06 *cbkm*. Murray: 32.55 *cbkm*.

18. Garonne. Die erste Nachricht über die Wassermenge der Garonne findet sich bei Beadmore, der als mittlern Wert derselben bei Marmande nach Lombardini 1 440 920 Kubikfuß per Minute = 21.44 *cbkm* jährlich angibt. Reclus gibt 1883 als Wassermenge unterhalb der Dordognemündung nach

---

[1]) Penck, Morphologie 1894. 1. p. 298.

[2]) Beadmore, Manuel of Hydrology 1862. p. 200.

[3]) Valentini, D. Wasserführung d. Po. Zeitschr. f. Gewässerkunde 1899.

[4]) Ann. of Math. and Phys. Science. Rome 1860.

[5]) Guérard, L'embouchure du Rhône. Bulletin de la société de géographie. Marseille 1890.

[6]) Schlichting, D. Wasserstraßen Frankr. Zeitschr. f. Bauw. 1880. p. 366.

Baumgarten und Thomé de Gamond 1118 *cbm*/sec = 35.26 *cbkm* jährlich. Fritzsche nahm letztere Zahl an.

19. Ebro. Die einzige Angabe für den Ebro fand sich bei Reclus (1883), der sich auf Mesa bezieht und die Wassermenge zu 100 *cbm*/sec = 3.15 *cbkm* angibt.

20. Wolga. Die Wassermenge der Wolga gibt Woeikof[1]) nach vierjährigen Mitteln (1877 bis 1880) oberhalb Sysran zu 9889 *cbm*/sec = 312.18 *cbkm* im Jahre an. Diese Zahl erscheint jedoch als bedeutend zu groß und hat auch durch die Mitteilungen von Kolomitzow[2]) eine Reduktion erfahren. Unter Leitung des Ingenieurs O. Balatin wurden Wassermengenmessungen bei Ssamara vom 29. Juni 1888 bis 10. Oktober 1890 vorgenommen, und zwar wurden im ganzen 110 Messungen mit dem elektrischen Flügel in ihren Einzelheiten und Ergebnissen mitgeteilt. Als Resultat ergab sich dabei das

mittlere Niederwasser: 670 + 4.9 *cbm*/sec
Mittelwasser: 5722 + 41.4 *cbm*/sec
mittlere Hochwasser: 25 600 + 185.4 *cbm*/sec.

Nimmt man das mittlere Niederwasser für 2, das Mittelwasser für 9 und das mittlere Hochwasser für 1 Monat an, so ergibt sich eine mittlere Abflußmenge von 6536 *cbm*/sec = 206.12 *cbkm*. Murray: 182.29 *cbkm*.

21. Newa. Die Wassermenge der Newa gibt Dubois[3]) zu 2900 *cbm*/sec (= 91.45 *cbkm* pro Jahr) an, leider fehlt auch hier die Quelle. Reclus[4]) gibt nach Messungen von Strelbitzky und Veniukov 2954 *cbm*/sec (= 93.16 *cbkm* pro Jahr) an, während Woeikof[5]) 94 *cbkm* annimmt. Von diesen Zahlen, die ziemlich gut übereinstimmen, scheidet zunächst die von Dubois aus, da sie ihren Ursprung nicht erkennen läßt. Reclus und Woeikof scheinen sich dagegen auf dieselbe Quelle bezogen zu haben. Es wurde die Angabe von Woeikof als die zuverlässigere angenommen.

22. Westliche (Rigaer) Düna. Als einzige Quelle diente hier das Referat von Krahmer[6]) über das in russischer Sprache erschienene Werk: „Sapunow, Die westliche Düna". Dieses macht über die Wassermenge folgende Angaben: „Der Strom bewegt in der Sekunde bei Witebsk 64 *cbm*, unweit Dissna 119 *cbm*, oberhalb Dünaburg 144 *cbm*, bei Jakobstadt fast 153 *cbm*, bei Friedrichstadt 179 *cbm*, bei Kurtenhof fast 194 *cbm*." Die letzte Zahl ergibt für das ganze Jahr 6.12 *cbkm*. Auch diese Angabe müssen wir als gegebene hinnehmen, da jede nähere Mitteilung, auf welchem Wege sie gewonnen wurde, fehlt.

23. Dniepr. Angaben über die Wasserführung des Dniepr oberhalb Kiew macht Oppokow[7]), der nach dem 26 jährigen Mittel von 1876 bis 1901 die Niederschlagshöhe für das Gebiet des obern Dniepr zu 552 *mm*, die Abflußhöhe zu 138 *mm*, also den Abflußfaktor zu 25% ermittelt hat, während ihn Wybranowski[8]) zu 35% bestimmte, und zwar nach dem 27 jährigen Mittel von 1870 bis 1896. Der erstern Angabe wurde als der neuern und zuverlässigern die größere Wahrscheinlichkeit beigemessen und daher auch für das gesamte Gebiet des Dniepr eine Abflußhöhe von 138 *mm* angenommen, die eine Abflußmenge von 70.69 *cbkm* im Jahre angibt. Murray: 92.51 *cbkm*.

24. Don. Die einzige Angabe einer Wassermenge des Don fand sich bei Reclus: 900 *cbm*/sec = 28.38 *cbkm* jährlich.

---

1) Woeikof, Klimate der Erde 1887. **2**. p. 263.
2) Referat von Gravelius. Zeitschr. f. Gewässerkunde 1900. p. 292.
3) Dubois a. a. O. 1894. p. 139.
4) Reclus, La Terre 1883. **1**. p. 520.
5) Woeikof, Die Klimate der Erde 1894. p. 267.
6) Peterm. Mitt. 1894. Lit.-Ber. p. 84.
7) Oppokow, Z. Frage d. vieljähr. Abflußschwankungen in den Bassins großer Flüsse. Zeitschr. f. Gewässerkunde 1902.
8) Wybranowski, Le régime du Dniepr. La Géogr. 1903. **8**. p. 85.

25. D n i e s t r. Auch für die Wassermenge des Dniestr diente Reclus als alleinige Quelle: 413 *cbm*/sec = 13.02 *cbkm* im Jahre.

26. O b. Die einzige Mitteilung über die Wassermenge des Ob gibt Dubois,[1]) leider jedoch ohne irgend eine Quellenangabe. Die mittlere Abflußmenge gibt er zu 10 000 *cbm*/sec an, wenigstens in den eisfreien Monaten Mai bis Oktober. Für die übrigen sechs Monate ist die Wassermenge jedoch bedeutend geringer und dürfte etwa den vierten Teil derjenigen des Sommers, also 2500 *cbm*/sec erreichen. Die mittlere Abflußmenge wäre demnach 6250 *cbm*/sec = 197.10 *cbkm* pro Jahr.

27. H o a n g h o. Für den Hoangho existiert zunächst eine Schätzung der Wassermenge von Sir George Staunton[2]) aus dem Jahre 1792, der bei einem Übergange über den Hoangho dessen Wassermenge auf 116 000 Kubikfuß pro Sekunde = 103.57 *cbkm* im Jahre schätzte. Eine zuverlässigere Angabe stammt auch hier von Kingsmill.[3]) Dieser maß verschiedene Querschnitte des Hoangho aus und sammelte verläßliche Angaben der Tiefe und Geschwindigkeit zu verschiedenen Jahreszeiten, auf Grund deren er für das Jahr eine mittlere Wassermenge von 83 000 Kubikfuß pro Sekunde = 74.11 *cbkm* jährlich berechnet. Diese Zahl wurde von Fritzsche in die weitern Berechnungen eingeführt. Murray: 119.1 *cbkm*.

28. Y a n g t s e k i a n g. Nach einer Mitteilung von Guppy[4]) schätzte zuerst Captain Blackiston die mittlere Wassermenge des Yantsekiang an einer 960 englische Meilen von der Mündung entfernten Stelle auf 500 000 Kubikfuß in der Sekunde. Ähnliche Schätzungen nahm dann Guppy vom Mai 1877 bis Mai 1878 in Hankow vor. Er bestimmte die Breite und beschaffte sich alle Materialien über Wasserstandsbewegungen und Geschwindigkeit des Flusses und gelangte zu einer mittlern Wassermenge von 651 875 oder rund 650 000 Kubikfuß pro Sekunde. Das oberhalb Hankow liegende Entwässerungsgebiet des Yantsekiang nimmt Guppy zu $^{11}/_{13}$ des gesamten Einzugsgebietes an und setzt voraus, daß auch die übrigen $^{2}/_{13}$ in demselben Maße entwässern; so gelangt er zu einer sekundlichen Wassermenge von etwa 770 000 Kubikfuß oder jährlich 685.54 *cbkm*. Zwei neue Aufsätze enthalten noch Angaben der Wassermenge des Yantsekiang: 1. Berdrow[5]) nimmt die stündliche Wassermenge zu 150 000 000 *cbm* = 1314 *cbkm* jährlich an, ohne einen Autor zu nennen. 2. Ein anonymer Aufsatz im Mouvement géographique,[6]) der ebenfalls die Quelle verschweigt, gibt 21 650 *cbkm*/sec = 682.75 *cbkm* pro Jahr an. Die Guppysche Zahl ist, wenn auch nicht als genau, so doch als sicherlich guter Näherungswert zu betrachten und die von Berdrow gewiß zu verwerfen, was auch der anonyme Verfasser des Artikels im Mouvement géographique, der jünger ist als die Arbeit Berdrows, bestätigt. Es wurde daher als ungefährer Mittelwert 685 *cbkm* angenommen. Murray: 521.18 *cbkm*.

29. P e i h o. Die Wasserführung des Peiho wurde von Guppy[7]) während des Winters 1878 bis 1879 geschätzt und zu etwa 7700 Kubikfuß pro Sekunde gefunden. Diesen Wert nahm Guppy auch als Jahresmittel an (= 6.88 *cbkm*). Schätzungen während des Sommers 1879 erfolgten von Kingsmill[8]) und ergaben für das ganze Jahr einen mittlern Abfluß von etwa 9000 Kubikfuß pro Sekunde = 8.04 *cbkm* pro Jahr. Diese Angabe wurde in die Rechnungen eingeführt, während Murray sich an die erstere hält.

30. G a n g e s. Für den Ganges liegen zurzeit noch keine exakten

---

[1]) Dubois a. a. O. 1894. p. 140.
[2]) Guppy, The Yellow River and the Peiho. Nature 1880. **12**.
[3]) Guppy, ibid. 1882. **25**.
[4]) Guppy, ibid. 1880. **22**.
[5]) Berdrow, Die Stromriesen der Erde. Prometheus 1894.
[6]) Le Bassin du Yangtsekiang. Le Mouvem. géogr. Bruxelles 1899. p. 613.
[7]) Guppy, The Yangtse, the Yellow River and the Peiho. Nature 1880. **22**.
[8]) Guppy, ibid. **25**. 1882.

Messungen vor; man ist hier lediglich auf Schätzungen angewiesen; und diese gehen ziemlich weit auseinander. So gibt Beadmore nach Messungen von Prinsep die mittlere Wassermenge bei Sikreegulee zu 30 000 000 Kubikfuß pro Minute = 446.45 *cbkm* im Jahre, Franzius und Sonne für die Mündung zu 15 000 *cbm*/sec 473.03 *cbkm* im Jahre, und Sonklar zu 1753.08 Millionen Kubikfuß per Stunde = 474.74 *cbkm* jährlich (letztere beide offenbar nach Hunter), Reclus gibt (1883) für den Ganges nach Hunter 15 000 *cbm*/sec = 473.03 *cbkm* im Jahre, nach Longridge 12000 *cbm*/sec = 378.43 *cbkm* im Jahre und für den Brahmaputra nach Schlagintweit 20 000 *cbm*/sec = 630.72 *cbkm* pro Jahr. Keine der genannten Angaben enthält nähere Einzelheiten über die Art und Weise der Schätzung, so daß allen diesen Angaben nur ein zweifelhafter Wert beizumessen ist.

Anders verfuhr Haughton[1]) bei der Bestimmung des Abflusses des Ganges und Brahmaputra: In den Jahren 1831 und 1832 wurden von Everest bei Ghazipur Bestimmungen der Wassermenge vorgenommen, die sich im Mittel zu 203 485 Kubikfuß pro Sekunde ergab. Charles Lyell[2]) schlug nun vor, daraus die gesamte Abflußmenge des Stromes im Verhältnisse 670 : 150 herzuleiten. Dieses Verfahren erschien jedoch Haughton zu ungenau, und daher bestimmte er das Flußgebiet ober- und unterhalb Ghazipur und nahm an, daß die Wassermenge sich etwa proportional der Größe des Stromgebietes ändere; auf diese Weise erhielt er für die Mündung des Ganges einen jährlichen Abfluß von 97.17 Kubikmeilen. Analog verfuhr Haughton beim Brahmaputra. Die Wassermenge desselben schätzte Willcox[3]) während der Trockenzeit auf 150 000 Kubikfuß in der Sekunde, für den Ganges nimmt Haughton 76000 an. Unter der Voraussetzung, daß die Niedrig- und Mittelwasser beider Flüsse ungefähr proportional sind, bekommt Haughton als Mittelwasserführung für den Brahmaputra $97.17 \cdot \frac{150}{76} = 191.78$ Kubikmeilen. Für beide Ströme ergibt sich daraus eine Wassermenge von 288.95 Kubikmeilen = 1204.33 *cbkm*.

Es muß freilich zugestanden werden, daß Haughtons Methode nicht frei von Willkür ist; doch ist sein Resultat noch das beste unter den vorliegenden. Die jährliche Abflußmenge beider Ströme zusammen wurde daher auf rund 1200 *cbkm* veranschlagt.

31. Indus. Über die Wassermenge des Indus liegt eine schon ziemlich alte Schätzung von Tremenheere[4]) vor, der bei einer Berechnung der im Laufe des Jahres von dem Strome mitgeführten Schlammasse das Hochwasser zu 380 000 und das Mittelwasser zu 200 000 Kubikfuß pro Sekunde = 178.56 *cbkm* im Jahre ansetzt. Auf diese Angabe bezieht sich 1874 Reclus, der 1883 außerdem noch eine Angabe von Carless von 5935 *cbm*/sec = 187.16 *cbkm* pro Jahr mitteilt. Beide Zahlen stimmen nicht schlecht überein; die Angabe von Tremenheere wurde der Rechnung zugrunde gelegt. Murray 108.50 *cbkm*.

32. Saluen. Die einzige Mitteilung über die mittlere Wassermenge des Saluen fand sich bei Reclus (1883), der dieselbe nach Gordon zu 1500 *cbm*/sec = 47.30 *cbkm* jährlich angibt.

33. Mekong. Die ersten Grundlagen für die Berechnung der Wassermenge des Mekong bildeten Schätzungen von Garnier,[5]) dann Messungen von Boulanger.[6]) Auf diesen Angaben fußend, berechnete W. Sievers[7]) die mittlere

[1]) Haughton, Notes on the annual Water-Discharge of large Rivers. Proceedings of the Royal Society. Dublin 1878. **2.** p. 259.

[2]) Lyell, Principles of Geology.

[3]) Asiatic Researches **7.** p. 466.

[4]) Tremenheere, On the lower Portion of the River Indus. Journal of the R. Geogr. Soc. London 1867.

[5]) Garnier, Voyage d'exploration en Indo-Chine. Paris 1873. **1.** p. 225.

[6]) Boulanger, Le débit du Mékong. Cochin-chine française **9.** p. 495.

[7]) Sievers, Die Hydrographie d. östl. Indochina. Zeitschr. f. wissenschaftl. Geographie 1885. **5.** p. 83.

Wassermenge zu 90 000 *cbm*/sec = 1400 *cbkm* pro Jahr. Diese Zahl ist jedoch bedeutend größer als die Niederschlagsmenge und stellt ein Wasservolumen dar, das dem des Amazonas nur wenig nachsteht.

Auf die Angabe von Garnier bezieht sich auch Reclus 1874, während er 1883 nach Delaporte eine mittlere Wassermenge von 4500 *cbm*/sec = 141.91 *cbkm* pro Jahr mitteilt. Konnte diese Zahl auch auf ihren Ursprung nicht geprüft werden, so wurde sie doch als dem wahren Werte bedeutend näher kommend angesehen und in die Berechnungen eingeführt.

34. Irawadi. Über den Irawadi besitzen wir eine Monographie von Gordon.[1]) Nach dessen Angaben wurden vom Juli 1872 bis September 1873 in Saiktha, dem Wurzelpunkte des Deltas, Wassermengenmessungen gemacht. Gleichzeitige Messungen sind in Zaloon, etwa 1600 *km* weiter oberhalb, und auf dem Nawoon unterhalb der Vereinigung seiner beiden Arme, angestellt worden; auch sind Messungen für die große Flut von 1875 vorhanden. Aus allen diesen Angaben berechnete Gordon die während der Jahre 1870 bis 1877 abgeflossene Wassermenge des Irawadi zu 3422 450 Millionen *cbm* oder durchschnittlich für ein Jahr 428 *cbkm*. Diese Zahl, die auch Reclus 1883 veröffentlicht, dürfte wohl nach der ganzen Art der Berechnung als ein der Wahrheit naher Wert der Wasserführung gelten. Murray: 343.02 *cbkm*.

35. Godavary. Als mittlere Wassermenge des Godavary gibt Sievers,[2]) der sich auf Angaben von Schlagintweit stützt,[3]) 38 200 *cbm*/sec = 1204.63 *cbkm* jährlich an. Diese Zahl erscheint jedoch bei der verhältnismäßig geringen Ausdehnung des Flußgebietes wohl als zu hoch und übertrifft auch die Niederschlagsmenge. Wirsind daher hiernur auf die Murraysche Angabe von 70.19*cbkm* angewiesen; diese ist auch, nach dem sich ergebenden Abflußfaktor zu urteilen, bedeutend wahrscheinlicher.

36. Krishna. Hier gilt dasselbe wie für den Godavary. Sievers hat 734.78 *cbkm*, Murray 61.58 *cbkm*. Letztere Angabe wurde in die Rechnungen eingeführt.

37. Nil. Für den Nil finden sich in der Literatur eine ganze Reihe von Angaben der Wasserführung, die aber beträchtlich auseinandergehen. So gibt Beadmore (1862) nach Girard 149.47 *cbkm*, Sonklar (1873) 343.12 *cbkm*, Reclus (1883) nach Lombardini 108.04 *cbkm*, nach Talabot 91.70 *cbkm*, Franzius-Sonne (1892) 54.87 *cbkm* an.

Neuere Veröffentlichungen von Lyons[4]) bringen einige Klarheit in diese Zahlen. Lyons veröffentlicht regelmäßige Beobachtungen der Wassermenge des weißen und blauen Niles oberhalb Kartum vom Mai 1902 bis Dezember 1903. Diese Zahlen wurden von Fritzsche monateweise zusammengestellt und die mittlere Wassermenge nach ihrer Vereinigung zu 2748 *cbm*/sec = 86.66 *cbkm* pro Jahr ermittelt. Ferner berechnete sich der Abfluß während des Hochwassers in den Monaten Juli bis Oktober zu 52.84 *cbkm*, also zu 60.97% des Jahresmittels. Die Niederschlagsmenge auf dem Einzugsgebiete des Niles oberhalb Kartum beträgt 1934.71 *cbkm*, also der Abflußfaktor 4.48%. Für Assuan ist das Mittel der Flutmenge vom 1. Juli bis 31. Oktober nach dem Mittel von 1869 bis 1903: 65.10 *cbkm*. Nimmt man nun für Assuan dasselbe Verhältnis der Hochwasser zur Jahresmenge an wie in Kartum, so ergibt sich als jährlicher Abfluß bei Assuan 106.92 *cbkm*. Der Niederschlag oberhalb Assuan beträgt 2336.75 *cbkm*, also der Abflußfaktor 4.47%. Unterhalb Assuan findet nun keine Zufuhr durch Nebenflüsse, sondern eine starke Verdunstung statt. Die Wassermenge in Kairo muß also geringer als bei Assuan sein. Nach dieser Überlegung scheiden die Angaben von Beadmore und Sonklar sofort

---

[1]) Gordon, Report on the Irrawaddy River. Rangoon 1879.

[2]) Sievers, Asien 1904. p. 512.

[3]) Schlagintweit, Scientificiel Results of a mission to India and High-Asia. Leipzig 1860 bis 1866. Gütige Mitteilung von Prof. Sievers-Gießen.

[4]) Lyons, On the Nile Flood and its Variation. Geogr. Journal 1905. 2.

aus, ebenso wird aber auch diejenige von Franzius-Sonne unwahrscheinlich. Die Abflußmenge dürfte vielmehr rund 100 *cbkm* im Jahre betragen. Diese Zahl wurde von Fritzsche angenommen und deckt sich ziemlich mit der von Murray: 101.43 *cbkm*; sie ergibt einen jährlichen Abflußfaktor von 4.26%.

38. Kongo. Für den Kongo liegen gar keine Messungen, nur Schätzungen der Wassermengen vor. Chavanne[1]) nimmt für die Trockenzeit eine Wassermasse von mindestens 70 000 bis 80 000, für das Maximum der Flutschwelle aber jedenfalls 120 000 *cbm*/sec an. Als mittlern Abfluß würde man danach etwa 100 000 *cbm*/sec anzunehmen haben, eine Zahl, die der Abflußmenge des Amazonas gleichkäme. Dies ist jedoch unwahrscheinlich und damit die Annahme von Chavanne zu verwerfen, ebenso wie diejenige von Franzius-Sonne, der 96 000 *cbm*/sec angibt. Dubois[2]) hat dann auch wesentlich kleinere Wassermengen. Er schätzt das Niederwasser auf 40 000, das Hochwasser auf 60 000 bis 80 000 und nach einigen, von ihm selbst als übertrieben bezeichneten Schätzungen auf 100 000 bis 120 000 *cbm*/sec. Hiernach hätte man das Mittelwasser zu 50 000 bis 60 000 *cbm*/sec anzusetzen, eine Zahl, die durch die 60 000 *cbm*/sec betragende Angabe von Reclus an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Dies würde eine Jahresmenge von 1892.14 *cbkm* ergeben. Murray: 1747.54 *cbkm*.

39. Niger. Auch beim Niger sind nur angenäherte Schätzungen vorhanden. Chavanne[3]) schätzt die Wassermenge während der Trockenheit auf 28 000 bis 30 000 *cbm*/sec, eine Zahl, die auch von Hahn[4]) übernommen wurde. Diese Zahl dürfte jedoch etwa für den jährlichen Mittelwert gelten, denn auf S. 164 und 166 schreibt Chavanne dem Benuë eine Wassermenge von 12 000 bis 15 000 *cbm*/sec im Mittel zu, die diejenige des Niger noch übertreffen soll. Die Wasserführung der vereinten Ströme wäre demnach vielleicht zu 25 000 bis 30 000 *cbm*/sec = 800 bis 900 *cbkm* jährlich anzunehmen. Als runde Zahl wurde daher 900 *cbkm* angesetzt.

40. Kunene. Gessert[5]) bespricht die Rentabilität und Baukosten einer Kuneneableitung zur Bewässerung der südlich von ihm liegenden Landstrecken und gibt dabei die jährliche Wassermenge zu etwa 15 *cbkm* an. Diese Nachricht bezieht sich auf keine Quelle, scheint aber nach dem Werte des Abflußfaktors im großen und ganzen richtig zu sein.

41. Oranje. Für den Oranje fanden sich keine Angaben der Wassermenge außer den von Murray gegebenen: 91.17 *cbkm*.

42. Olifant. Hier gilt das zu Oranje bemerkte (2.83 *cbkm*).

43. Amazonas. Daß bei den riesenhaften Dimensionen des Amazonenstromes eine Bestimmung der Wassermenge desselben mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden ist, und die Resultate eines solchen auf große Genauigkeit keinen Anspruch machen können, liegt auf der Hand. Doch sind für den Amazonas zwei Messungen vorhanden,[6]) die wenigstens eine Grundlage für Schätzungen bilden können. Die Entrepriseexpedition stellte an zwei Punkten zwischen Obidos und der Madeiramündung die Wassermasse fest und fand bei Serpa 104 000 *cbm*/sec, bei Villa Bella 105 000 *cbm*/sec. Diese Messungen bezogen sich auf einen Wasserstand von 7 *m* über Niederwasser, also auf hohes Mittelwasser. Für die Bestimmung des gesamten Volumens fehlen hier noch die Wassermassen des Tapajoz und Xingu, die ebenfalls sehr bedeutend sind. Sievers[7]) nimmt daher 120 000 *cbm*/sec für den ganzen Amazonenstrom bei hohem Mittelwasser als nicht zu hoch gegriffen an. Dubois und Reclus nehmen

---

1) Chavanne, Afrikas Ströme und Flüsse 1883. p. 117.
2) Dubois a. a. O. 1893. p. 302.
3) Chavanne a. a. O. 1883. p. 160.
4) Hahn, Afrika 1901. p. 424.
5) Gessert, Rentabil. u. Bauk. e. Kuneneableitung. Globus 1904. **85**. p. 339.
6) Schichtel, Der Amazonenstrom. Inaug.-Diss. Straßburg 1893.
7) Sievers, Südamerika 1903. p. 147.

dagegen nur 80 000 *cbm*/sec an. Katzer[1]) schätzte das Mittelwasser bei der Bestimmung des mitgeführten Schlammes auf 100 000 *cbm*/sec = 3153.60 *cbkm* jährlich. Diese Angabe wurde als runde Zahl in die Berechnungen eingeführt. Murray hat 2200.45 *cbkm*.

44. O r i n o c o. Die Wassermenge des Orinoco bei Mittelwasser wird von Orton[2]) zu ca. 14 000 *cbm*/sec = 441.60 *cbkm* jährlich angenommen. Auf diese Angabe stützen sich auch Reclus, Dubois und Sievers.[3]) Da andere Angaben nicht vorliegen, so wurde diese der Rechnung zugrunde gelegt. Murray: 509.50 *cbkm*.

45. M a g d a l e n a. Über die Wassermenge des Magdalena finden sich Angaben bei Reclus und Dubois, die beide ohne Quellennennung das Mittelwasser zu 7500 *cbm*/sec = 236.52 *cbkm* pro Jahr annehmen. Murray: 247.80 *cbkm*.

46. S t. F r a n z i s k o. Die Wassermenge des St. Franzisko gibt Sievers[4]) zu 2800 *cbm*/sec = 80.30 *cbkm* pro Jahr an; er stützt sich dabei auf Messungen von Halfeld.[5]) Murray: 92.51 *cbkm*.

47. L a P l a t a. Als mittlere Wasserabfuhr des vereinigten Parana und Uruguay gibt 1883 Reclus nach Aguirre und Bateman 42 000 *cbm*/sec, während Dubois (1893) 40 000 *cbm*/sec = 1261.40 *cbkm* pro Jahr mitteilt. Murray nimmt für den Parana 786.70, für den Uruguay 133.90, zusammen 920.60 *cbkm* an.

48. R i o G r a n d e d e l N o r t e. Die Wassermenge des Rio Grande bei El Paso, am Oberlaufe des Flusses, wird von Newell[6]) nach dreijährigen Mitteln (1890 bis 1892) zu 1755 Kubikfuß in der Sekunde mitgeteilt. Für die Wassermenge an der Mündung kam nur eine Angabe bei Reclus in Betracht, der diese nach Bell und Blodget zu 1600 *cbm*/sec = 50.46 *cbkm* jährlich erhöht. Diese Zahl stimmt auch gut zu der Murrayschen: 52.83 *cbkm*.

49. C o l o r a d o. Für das Mittelwasser des Colorado gibt Reclus 1874 nach Bell und Blodget 100 *cbm*/sec = 3.15 *cbkm* pro Jahr, 1883 nach Wheeler gerade den doppelten Wert an. Beide Zahlen haben sich nach den Untersuchungen von Newell[7]) als bedeutend zu klein erwiesen. Nach dessen Mitteilungen wurden im Jahre 1875 und 1876 durch die Wheeler Survey Wassermengenmessungen an drei Punkten vorgenommen: Bei Stone's Ferry in Nevada, bei Camp Mohave in Arizona und bei Fort Yuma in Kalifornien. Am 20. März 1876 wurde die Wassermenge bei Fort Yuma mittels eines Querprofiles und der mittlern Geschwindigkeit zu 7659 Kubikfuß in der Sekunde bestimmt. Diese Messung bezog sich nach den beigefügten Wasserstandskurven auf niedrigen Wasserstand, und zwar, wie angegeben, auf 10.19 Fuß unter der Hochwassermarke von 1862. Die Hochwasser des Colorado rufen nun eine bedeutend größere Geschwindigkeit und einen größern Querschnitt hervor, so daß die Hochwassermenge auf mindestens 49 850 oder rund 50 000 Kubikfuß pro Sekunde angegeben ist. Danach wurde die mittlere Wassermenge zu rund 35 000 Kubikfuß pro Sekunde = 31.25 *cbkm* im Jahre geschätzt.

50. M i s s i s s i p p i. Der Mississippi gehört zu den Flüssen, deren Wasserführung sich schon früh das Interesse und die Arbeit der Ingenieure

---

[1]) Katzer, Das Wasser des untern Amazonas. Sitzungsberichte der math.-naturw. Klasse der böhm. Ges. d. Wissensch. Prag 1867.

[2]) L. Wagner, Das Stromsystem des Orinoco. 31. Bericht des oberhess. Ges. f. Natur- und Heilkunde 1896. p. 42.

[3]) Sievers, Südamerika 1903. p. 114.

[4]) Sievers, ibid. p. 212.

[5]) Halfeld, Atlas e Relatorio concernente exploraçao do Rio de S. Franzisko. Rio de Janeiro 1860. p. 4. Gütige Mitteilung von Prof. Sievers.

[6]) Newell, Results of Stream Measurements. **14**. Report of the U. S. Geolog. Survey 1894. p. 115.

[7]) Newell, Hydrography of the arid Regions. **12**. Report of the U. S. Geological Survey 1890. p. 291.

zuwandte. So haben wir denn schon 1861 eine eingehende Monographie[1]) dieses Stromes, die lange als Grundlage für alles Zahlenmaterial gegolten hat. Die mittlere Wassermenge von 1818 bis 1860 ist darin zu 19 400 Milliarden Kubikfuß = 549.30 *cbkm* jährlich angegeben. Auf diesen Wert beziehen sich Reclus (1874 und 1883), ferner Mellard Reade,[2]) Sonklar, Woeikof,[3]) Deckert,[4]) Gordon[5]) und Dubois. Dieses Werk ist heute durch die neuern Angaben Greenleafs[6]) überholt worden, welche auch die neuern Pegelbeobachtungen noch berücksichtigen und die durchschnittliche Wassermenge auf 664 000 Kubikfuß = 592.88 *cbkm* jährlich feststellen. Diese Zahl dürfte augenblicklich als die zuverlässigste zu gelten haben und findet sich auch bei Deckert[7]) zitiert. Murray: 523.50 *cbkm*.

51. St. Lorenz. Über den St. Lorenzstrom schreibt 1896 W. Bell Dawson[8]): „The volume discharged by the St. Lawrenze has been measured immediately above Lake St. Peter at different seasons, and with the addition of the Richelieu, St. Maurice and other tributaries along its estuary, the total volume of fresh water discharge would probably amount in all to 340 000 cubic feet per second.“ Unter Zugrundelegung dieser Zahl ergibt sich der jährliche Abfluß zu 303.59 *cbkm*. Eine zweieinhalbmal so große Abflußmenge gibt 1892 Deckert[9]) an, der, allerdings ohne Quellennennung, die mittlere sekundliche Wasserführung zu 25 000 *cbm*/sec = 788.40 *cbkm* jährlich mitteilt. Jedoch hat Deckert diese Zahl wieder aufgegeben und bezieht sich auf 1904[10]) auf die von Bell-Dawson mitgeteilte Abflußmenge, indem er die Wassermenge oberhalb der St. Petersinsel auf 10 000 *cbm*/sec = 315.56 *cbkm* veranschlagt. Auf die Dawsonsche Angabe stützt sich auch Schott.[11]) Auch Reclus gibt sowohl 1874 als 1883 für den mittlern Abfluß des St. Lorenz nach Messungen von Sommerville und Lombardini 10 000 *cbm*/sec = 315.36 *cbkm* jährlich an, während Franzius und Sonne als Wassermenge des Niagarafalles 11 000 *cbm*/sec = 346.89 *cbkm* und Günther[12]) 30 000 000 *cbm* per Stunde = 262.80 *cbkm* jährlich annimmt. Die Angabe von Dawson wurde als die neueste der sich auf direkte Messungen stützenden Mitteilungen der Wassermenge als die wahrscheinlichste angenommen. Murray: 363.91 *cbkm*.

52. Murray. Mit dem Murray beschäftigt sich eine Arbeit von Thomson, der über die Wasserführung an verschiedenen Punkten Angaben macht. Aus diesen berechnet Klein[13]) die mittlere Abflußmenge des Flusses zu 1900 *cbm*/sec = 59.92 *cbkm* pro Jahr.

In dem Verzeichnisse fehlen mehrere große Ströme, so Jenissei, Lena, Amur, Euphrat, Tigris, Mackenzie, offenbar weil über ihre Wassermenge gar keine zuverlässigen Angaben vorliegen. Die gesamte Abflußmenge der oben angegebenen Ströme beträgt pro Jahr 13 294 *cbkm*, eine Zahl, die man mit Rück-

---

[1]) Humphreys and Abbot, Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi 1861. p. 134.

[2]) F. Mellard Reade, Denudation of the two Americas. American Journ. of Science. **29**. 1885.

[3]) Woeikof, Klimate der Erde 1887. **2**, p. 263.

[4]) Deckert, Mississippi u. Lorenzstrom. Aus allen Weltteilen 1892. p. 159.

[5]) Gordon, The Irrawaddy River 1879. **1**. p. 4.

[6]) Greenleaf, The Hydrology of the Mississippi. American Journal of Science Ser. 3. 1896. **2**.

[7]) Deckert, Nordamerika 1904. p. 58.

[8]) Report of Progress. Ottawa 1896. p. 14.

[9]) Deckert, Mississippi u. Lorenzstrom. Aus allen Weltteilen 1892. p. 186.

[10]) Deckert, Nordamerika 1904. p. 59.

[11]) Schott, Beitr. z. Hydrographie d. St. Lorenzgolfes. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1897. p. 120.

[12]) Günther, Handbuch der Geophysik 1899. **2**. p. 817.

[13]) Jahrb. der Astron. und Geophysik 1896. p. 277.

sicht auf die nicht mit aufgezählten Ströme wohl auf 15 000 *cbkm* (36.7 Kubikmeilen) abrunden kann.

Die hydrographischen Verhältnisse des Moselgebietes. Auf Veranlassung der Reichskommission zur Untersuchung der Stromverhältnisse des Rheines und seiner wichtigsten Nebenflüsse ist ähnlich wie früher für den Main[1]) eine zusammenfassende Darstellung der hydrologischen Verhältnisse des Einzugsgebietes, des Niederschlages und der Abflußerscheinungen der Mosel zustande gekommen, die von Dr. M. von Tein bearbeitet wurde[2]) und ein bedeutendes geographisches Interesse besitzt. Der Hauptinhalt folgt hier kurz zusammengefaßt.

Die Mosel entspringt auf der französischen Seite der Vogesen. Unter den Wasserläufen, die von den Westabhängen des Tête des Allemands abströmen und sich bei dem Orte Bussang vereinigen, wird als Quellbach der Mosel das unweit der Paßhöhe des Vogesenüberganges zwischen Urbis und Bussang in einer Höhe von 683 *m* entspringende Gewässer angesehen. Weder bedeutendere Ursprungshöhe, noch besonderer Wasserreichtum zeichnet die Moselquelle vor den übrigen Quellen der nächsten Umgebung aus. Die Moselquelle entspringt den hier in das kristallinische Urgebirgsgestein eingefalteten stellenweise von Granit durchbrochenen Grauwacken des Kulm und erzeugt einen lebhaften Gebirgsbach, der in wenig eingeschnittenem, felsigem Gerinne mit einem Gefälle von mehr als 25 $^0/_{00}$ nach Westen abfließt. Bei Bussang, in einer Höhe von rund 600 *m* erhält die Mosel die ersten Zuflüsse, wendet sich dann südwestlich und erreicht nach etwa 9 *km* langem Laufe in einer mit Alluvium überdeckten Talweitung St. Maurice. Das Gefälle des Baches ist hier nur mehr halb so groß als im Ursprungsgebiete; dagegen nimmt sein Wasserreichtum durch Zuflüsse von den nördlichen und nordöstlichen Abhängen des Elsässer Belchen und des Ballon de Servance her, aus Gebieten, die vorwiegend aus Granit bestehen, nicht unerheblich zu.

Unterhalb Remiremont verläßt die Mosel die Vogesen und damit zugleich im allgemeinen das Urgebirge, durchfließt das hügelige Vorland aus Trias und Lias bestehend, welches sich westlich vor den Vogesen ausbreitet, tritt bei Pont St. Vincent in die Doggerschichten ein, welche sie in geradem Tale und im Sinne der Schichtenneigung in dem Plateau de Haye durchschneidet, und gelangt unweit Toul in eine tonige Ebene. Hier beschreibt der Fluß eine große Schleife und durchschneidet aufs neue, nun aber dem Schichtenfalle entgegen, das Plateau der untern Oolithe von Haye bis zur Mündung der Meurthe.

Von Epinal bis zur Mündung der Meurthe wurde das eigentliche Flußgerinne für die Zwecke des Wasserverkehres stellenweise künstlich umgestaltet, auch wohl durch Seitenkanäle, die meist die stärkern Flußkrümmen abschneiden, ersetzt. Die Flußsohle ist nur in geringem Maße beweglich, die Geschiebeführung unbedeutend. Die von der Mosel, namentlich bei größern Anschwellungen, mitgeführten festen Stoffe bestehen hauptsächlich aus den sandigen Verwitterungserzeugnissen der Urgebirgsgesteine. Die Breite des Gerinnes erreicht oberhalb Epinal bei Niederwasser ungefähr 40 *m*, nimmt aber gegen die Mündung der Meurthe hin auf 60 bis 80 *m* zu. Die meist niedrigen Ufer werden bei höhern Wasserständen bald überflutet; in diesen Flußstrecken mit ihrer breiten, flachen Talsohle können hierwegen zu Zeiten größerer Anschwellungen vorüber-

---

[1]) Dieses Jahrbuch XII. p. 317.

[2]) Untersuchungen der Hochwasserverhältnisse im Deutschen Rheingebiete. 7. Heft. Das Moselgebiet, bearbeitet von Dr. M. von Tein. Mit 12 Tafeln. Berlin 1905. Wilhelm Ernst und Sohn.

gehend nicht unbedeutende Wassermassen aufgespeichert werden, wodurch der Ablauf in einer für die untern Flußabschnitte vorteilhaften Art verzögert wird.

Unter den Nebenflüssen sind Moselotte, Vologne, Durbion, Avière, Euron, Madon mit Brénon und Terrouin die bedeutendsten.

Etwa 14 *km* unterhalb der Mündung des Terrouin empfängt die Mosel auf der rechten Seite die Meurthe, welche in bezug auf Lauflänge, Größe des Einzugsgebietes und Wasserreichtum von der Mosel nur wenig übertroffen wird. Sie entspringt in 1075 *m* Höhe am Nordabhange des Collet, des westlichen Ausläufers vom Col de la Schlucht unweit der Quellen der zur obern Mosel abströmenden Vologne.

Nach Aufnahme der Meurthe verfolgt die Mosel zunächst ein nahezu gerades, fast nordwärts ziehendes Durchbruchstal, welches durch spätere Abtrennung der Côte de Faye von der Plaine de Briey entstanden ist, wendet sich bei Pagny nordöstlich und erreicht an der Mündung der Seille das weite, wellige Gelände westlich des Steilabfalles der Plaine de Briey. Das genannte Erosionstal ist nahezu vollständig in die dunkelgefärbten Ton- und Mergelschichten des untern und mittlern Lias eingeschnitten, indes die anschließenden Hochflächen rechts vorwiegend durch die Mergel, links durch die oolithischen Kalke des mittlern und obern Doggers gebildet werden. Die bedeutenden Veränderungen, welche hier Tal und Lauf der Mosel seit der Diluvialzeit erfahren haben, sind in den Geröll- und Sandablagerungen, den Absätzen der ehemaligen, höher gelegenen Flußbetten an zahlreichen Stellen über der gegenwärtigen Talsohle zu erkennen. So finden sich alte Anschwemmungen bis zu 70 *m* Höhe über der Sohle des Moseltales und bis zu 4 *km* Entfernung von dem Flußlaufe; am deutlichsten sind sie erhalten geblieben auf der 10 bis 15 *m* mächtigen und gegen 30 *m* hochliegenden, von der Mosel und der Seille umflossenen Terrasse.

Zwischen Pont-à-Mousson und Pagny ist das Moseltal etwa 2, zwischen Novéant und Ars gegen 1 *km* breit. Die Gehänge steigen nicht viel über 150 *m* an, wobei das rechtsseitige meist eine steilere Neigung besitzt als das gewöhnlich im Wind- und Regenschatten liegende linke. Die Einflüsse der Witterung im Zusammenhange mit der wechselnden Widerstandsfähigkeit der Gesteine bewirken diese Verschiedenheit in der Ausbildung der Talwände und in der Breite der Talsohle. In großen Windungen durchzieht die Mosel die breite Alluvialfläche, bald die rechte, bald die linke Talwand berührend. Das Flußbett ist an einigen Stellen gespalten, so unterhalb Custines, bei Dieulouard, Ars, Vaux und mehrfach bei Metz, wodurch daselbst die Insel St. Symphorien, die Weiden- und Friedhofsinsel gebildet werden. Das Gerinne ist meist ziemlich tief in das Gelände eingeschnitten, auch beträgt die durchschnittliche Flußbreite zwischen den Ufern gegen 150 *m*, so daß das eigentliche Flußgerinne erst bei größern Anschwellungen überschritten wird. Schutzanlagen gegen Überflutungen der breiten flachen Talsohle bestehen nur vereinzelt.

Der seitliche Zufluß zur Mosel zwischen Frouard und Metz ist im Verhältnisse zur Wasserführung des Flusses gering und beschränkt sich fast vollständig auf die linke Seite, von woher die Ache oder Esse und der Rupt de Mad zufließen. Rechts der Mosel verläuft in geringer Entfernung vom Flußtale über die Höhen der Côte de Faye die Wasserscheide gegen die Seille; von dieser Seite empfängt die Mosel nur unwesentliche Verstärkungen.

Unterhalb der Seillemündung fließt die Mosel in breiter flacher Niederung, anfänglich dem Steilabfalle der Plaine de Briey noch gleichlaufend, indes weiter von ihm entfernt als oberhalb Metz, bis zur Mündung der Orne, wendet sich hierauf nach Nordosten und folgt von Diedenhofen ab bis zum Durchbruche durch das rheinische Schiefergebirge der durch Erosion und Verwerfung entstandenen Grabenversenkung, die in ihrer südwestlichen Fortsetzung teilweise auch der Orne ihren Lauf vorgezeichnet hat.

Der Lauf der Mosel durch die breite Niederung oberhalb Diedenhofen, wie auch im Durchbruchstale zwischen Sierck und Wasserbillig, ist ziemlich regelmäßig gestaltet. Die Breite des Flußbettes, welche früher zwischen 90 und 250 *m* wechselte, ist gegenwärtig durchschnittlich 150 *m*. Spaltungen des Gerinnes sind selten. Das Gerinne ist meist tief in die aus feinen Geschieben und aus Sand bestehende Talsohle eingeschnitten — stellenweise sogar bis auf den darunter befindlichen festen Felsboden. Die so entstehenden natürlichen Schwellen bilden ebenso wie die von den Seitenbächen unterhalb Sierck in der Mosel abgelagerten Geschiebemassen zahlreiche Stromschnellen, die eine regelmäßige Ausbildung des Flußgerinnes nach der Tiefe verhindern. Die Wassertiefen wechseln denn auch zwischen 0.6 bis 0.7 *m* über den Schwellen und 6 bis 8 *m* in den eingeschlossenen Haltungen.

Bedeutendern Zufluß empfängt die Mosel zwischen der Seille und Sauer hauptsächlich nur auf der linken Seite durch Orne, Fensch und Sir aus dem Jura; auf der rechten Seite führt die bei Königsmachern mündende Kanner die meisten der kleinen Abflüsse des welligen Geländes zwischen Metz und Diedenhofen der Mosel zu.

Ungefähr 5 *km* unterhalb der Mündung der Sauer, in der großen Talweitung von Trier empfängt die Mosel von der rechten Seite her ihren bedeutendsten und für ihr Verhalten in dem untern Flußabschnitte maßgebenden Nebenfluß, die Saar. Diese entsteht bei Hermelingen aus der Weißen und Roten Saar, die beide von dem vom Donen zum Noll ziehenden Hauptkamme der Nordvogesen in nordwestlicher Richtung abströmen.

An der Saarmündung erreicht das Moseltal eine Breite von etwa 2 *km*, während die gegen 200 *m* hohen Gehänge namentlich links des Flusses, wo sie durch Vogesensandstein gebildet werden, steil ansteigen. Auf der rechten Seite der Mosel erheben sich stufenförmig die Vorhöhen des Hochwaldes. Das Tal verläuft an der Grenze von Devon und Buntsandstein in fast gerader Richtung nach Nordosten, während die Mosel die von neuzeitlichem Gerölle und Schwemmlande bedeckte Talsohle in einer schlanken Doppelwindung durchzieht. Das Flußbett ist fast überall tief in das Gelände eingeschnitten, das sich 5 bis 6 *m* über den mittlern Wasserstand der Mosel erhebt und die Kennzeichen alter Uferbildungen trägt; Überflutungen treten erst bei ungewöhnlich hohen Wasserständen ein. Die Breite des Flußgerinnes erreicht zwischen den Ufern durchschnittlich 200 *m*; bei Trier selbst wird durch die St. Martinsinsel eine Teilung des Bettes herbeigeführt. Durch künstliches Eingreifen wurde der Zustand des Moselbettes zunächst ober- und unterhalb Trier schon erheblich verbessert.

Zwischen der Saar und Kill fließen der Mosel meist nur unbedeutende Gewässer zu; westlich von Pallien vereinigen sich mehrere Wasserläufe, unter denen der Gillenbach in der Nähe von Pallien zur Regenzeit einen 20 *m* hohen Wasserfall in einer 50 *m* breiten Schlucht bildet. Auf der rechten Moselseite findet sich nur ein bemerkenswertes Gewässer, der Ruwer, der sich unweit Pfalzel in die Mosel ergießt.

Nach Aufnahme der Kill ändert die Mosel in scharfer Biegung bei Quint abermals die Laufrichtung, fließt nun südöstlich und dringt unmittelbar darauf bei Schweich in das rheinische Schiefergebirge ein, in welchem sie, im allgemeinen der Streichrichtung des Gebirges folgend, in einem engen, tief eingeschnittenen und stark gewundenen, durch gewaltige diluviale Erosion entstandenen Tale ihren Unterlauf vollendet. Während noch an der Killmündung das Moseltal eine Breite von etwa 2 *km* besitzt, verengt sich dasselbe bei dem Eintritte in das Schiefergebirge bis auf wenige hundert Meter. Weit und teilweise mit steilen Gehängen, springen die schmalen, aber 300 bis 400 *m* über das Flußbett aufragenden Devonrücken von Süden her in das Moseltal vor. Bei dem stark schiefrigen Gefüge der Schichten hat der Fluß durch Unterspülung und Abbrechen der Schichtenköpfe auf der einen Seite des Tales stets eine steile Felswand erzeugt, der sein konkaves Ufer anliegt, während die andere Tal-

lehne in der Regel nur allmählich ansteigt. Je nach der größern oder geringern Widerstandsfähigkeit des vom Flusse getroffenen Gesteines ist hierbei das Wasser scharf abgelenkt worden oder hat sich in mehr gerader Richtung Bahn gebrochen; daher ist die Richtung des Tales und damit auch die des Flusses vielfach wechselnd, namentlich zwischen Schweich-Ensch, Köwerich-Neumagen, Piesport-Wintrich, Bernkastel-Cröv, Wolf-Enkirch, Pünderich-Alf, Alf-Eller, Eller und Cochem finden sich sehr bedeutende Schleifen; von Cochem abwärts bis zur Mündung sind dagegen Tal und Lauf der Mosel gestreckt und fast genau nordöstlich gerichtet.

Nicht allezeit hat die Mosel die gegenwärtige Richtung verfolgt, wie die zahlreichen, in verschiedener Höhenlage über der heutigen Talsohle noch mehr und minder deutlich erkennbaren alten Moselschleifen, sowie Überreste diluvialer Flußabsätze, beweisen. Der nachweisbar älteste Lauf der Mosel war über die Terrasse südlich von Wasserbillig, nördlich und nordöstlich von Liersberg, nördlich von Trier über den Wackenberg und durch den Pfalzeler Wald gerichtet und lag 140 bis 150 *m* über dem gegenwärtigen Flußbette. Wahrscheinlich besaß aber die Mosel in der Gegend von Trier (wenn auch nicht gleichzeitig mit dem erwähnten nördlichen Arme) noch einen südlichen Lauf, der über die Flächen am Roscheider Hofe und Mariahofe, über Kernscheid und Tarforst geführt und noch bestanden haben dürfte, als die Mosel nur mehr 80 *m* über der jetzigen Talsohle lief.

Der Verlauf der Mosel durch das meist enge, felsige Durchbruchstal mit seinen großartigen Windungen kommt selbstverständlich in der Beschaffenheit des Flußgerinnes entsprechend zur Geltung. In den Talweiten haben sich ähnlich wie bei Trier und an der Killmündung, an zahlreichen Stellen Flußspaltungen mit Inseln von langgestreckter Form gebildet, so bei Enkirch, Zell, Bullay, Aldegund, Eller, Ediger, Nehren, Pommern, Müden, Moselkern, Burgen, Hatzenport, zwischen Ober- und Niederfell und oberhalb Winningen; mehrere dieser Spaltungen sind indes gegenwärtig künstlich beseitigt, und die Nebenarme zur Verlandung gebracht; an ebensolchen Stellen mit überreicher Breite bleiben die bei Anschwellungen der Mosel in Bewegung gesetzten Geschiebe in bedeutenden Massen liegen und erzeugen hierdurch Stromschnellen (Furten) in großer Zahl, welche mit weitreichenden Stauungen (Wogen) wechseln. An andern Orten durchziehen feste Felsbänke riff- oder schwellenartig das Flußbett und erzeugen ebenfalls Untiefen. Breite und Tiefe des Flußbettes unterliegen hierwegen nicht unbedeutenden Schwankungen. In den meist felsigen Flußengen sind beide Ufer oft nur 30 *m* entfernt; anderseits erreicht die Mosel in den Talweiten eine Breite von über 200 *m*, in den Flußspaltungen wohl auch wesentlich mehr.

Die größten Tiefen (in den Wogen) erreichen 6 bis 8 *m*, die geringsten Tiefen über den Furten in früherer Zeit dagegen 0.6 *m*; durch Absprengen der Felsenköpfe und Durchbaggern der festgelagerten Geschiebebänke im Flußbette ist es möglich gewesen, diese großen Unterschiede wenigstens teilweise auszugleichen und die Abflußverhältnisse, namentlich bei höhern Wasserständen, gleichartiger zu gestalten.

Bei Moselweiß erreicht die Mosel das Rheintal innerhalb der bedeutenden Ausbuchtung desselben im Becken von Neuwied und mündet nach kurzem Laufe am Rande dieses Beckens bei Coblenz in den Rhein. Noch in diluvialer Zeit hat die Mündung nach H. v. Dechen an einer Stelle gelegen, die gegenwärtig durch eine Linie zwischen Fort Konstantin und Feste Franz bezeichnet werden kann, sich jedoch 25 *m* über dem gegenwärtigen Rheinspiegel befindet; die Mündung hat sich hiernach seitdem nicht unerheblich nach Osten verlegt.

Größere Nebenflüsse empfängt die Mosel innerhalb des rheinischen Schiefergebirges — abgesehen von der Dhron, welche aus dem Hunsrück zufließt — nur mehr aus der Eifel; die bedeutendern sind Salm, Lieser, Alf und Elz.

Die Untersuchung der Niederschlags- und Abflußverhältnisse, sowie über die Beziehungen beider im Moselgebiete nehmen natürlich den größten

Raum in der Abhandlung Dr. von Teins ein, und sie sind durch zahlreiche Diagramme und Karten näher erläutert. Hier können nur die hauptsächlichsten Ergebnisse in der vom Verfasser gegebenen Form teilweise angeführt werden.

Größe und Gliederung des Einzugsgebietes. Das Moselgebiet umfaßt eine Gesamteinzugsfläche von 28 230 *qkm*; von dieser entfallen auf die obere Mosel 3734 *qkm*, auf die Meurthe 3085 *qkm*, die mittlere Mosel 5262 *qkm*, die Sauer 4338 *qkm*, die Saar 7421 *qkm* und auf die untere Mosel 4390 *qkm*.

Höhenverhältnisse. Die mittlere Erhebung des Moselgebietes erreicht 340 *m*. Die Durchschnittshöhe der zur Mosel entwässernden Vogesenabhänge beträgt gegen 490 *m*, die Mittelhöhe der Stufenlandschaften 280 *m*, des Hunsrück 370 *m*, des Luxemburger Tafellandes 310 *m*, der Eifel und der Ardennen 430 *m*.

Bewaldung. Von der ganzen Einzugsfläche des Moselgebietes sind 8580 *qkm* (durchschnittlich 30.4%) bewaldet; am waldreichsten sind die Südvogesen mit 42%, die Nordvogesen mit 46%, Hunsrück mit 51 %; am wenigsten Wald tragen die Stufenlandschaften, nämlich im Durchschnitte 25%, zwischen Sanon, Nied und Seille nur 9.2% der Gesamtfläche. Die reichste Bewaldung, 46%, trägt der Buntsandstein, mit Ausnahme seiner mittlern Stufen, sodann das Urgebirge mit 38 bis 40%; am wenigsten Wald, 20%, findet sich im Gebiete des Schwarzen Jura, dessen meist schwere Böden vorwiegend landwirtschaftlich benutzt sind. Größere zusammenhängende Waldgebiete sind Forêt de Celles, Forêt de Ste. Barbe, Forêt d'Epinal, Forêt de Charmes, Forêt de Haye, der Forst bei Bispingen, der Idar- und Hochwald im Hunsrück, sodann der Kondelwald und schließlich der Killwald auf der Eifel.

Die wahre Flußlänge der Mosel erreicht 545 *km*, die orographische Flußlänge (Länge des Moseltales) rund 450 *km*, die gerade Entfernung der Quelle von der Mündung dagegen nur 280 *km*.

Die Fallhöhe beträgt im ganzen 623 *m*, das mittlere Gefälle 1.14 ‰; von der Meurthe- bis zur Moselmündung ist das mittlere Gefälle nur 0.35 ‰, von der Saar- bis zur Moselmündung 0.34 ‰.

Die Wasserspiegelbreite bei mittlern Wasserständen erreicht zu Epinal gegen 50 *m*, sie wächst unterhalb der Meurthe (zu Pont-à-Mousson) auf 140 *m* an, beträgt zu Ay, unweit Metz, 120 bis 130 *m*, zu Trier 170 *m*, dagegen im Durchbruchstale bei Cochem nur 110 bis 120 *m*.

Die Uferhöhe entspricht einem Moselstande von 150 bis 200 *cm* zu Epinal, von etwa 400 *cm* zu Millery, von 450 bis 500 *cm* zu Trier und von 500 bis 550 *cm* zu Cochem.

Der benetzte Querschnitt umfaßt bei mittlerm Wasserstande zu Jarménil, 15 *km* oberhalb Epinal, 25 bis 30 *qm*, zu Pont-à-Mousson etwa 180 *qm* und zu Trier gegen 400 *qm*.

Regenbringende Winde. Die Hauptursache der Niederschläge im Moselgebiete sind die meist mehrere Tage anhaltend wehenden feuchten West- und Südwestwinde; mehr als 80% aller Niederschläge fallen bei diesen Windrichtungen. Die westlichen Winde sind nicht nur für die Menge, sondern auch für die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge maßgebend.

Die räumliche Niederschlagsverteilung entspricht im allgemeinen der Bodenerhebung und der Lage der Beobachtungsorte zu den Hauptgebirgszügen. Die meisten Niederschläge fallen in den Südvogesen, stellenweise 1800 *mm*, im Durchschnitte über 1400 *mm*; in den Nordvogesen sind beobachtet vereinzelt bis zu 1400 *mm*, durchschnittlich gegen 1100 *mm*; über 1000 *mm* sind gemessen an mehrern Orten im Hochwalde des Hunsrück, dessen mittlere Regenhöhe indes nicht über 800 *mm* ansteigt; Ardennen und Eifel weisen durchschnittlich 700 bis 800 *mm*, das Luxemburger Tafelland gegen 700 *mm* auf, an einzelnen Stellen der Schneeeifel wird jedoch ein jährlicher Niederschlag von mehr als 900 *mm* Höhe beobachtet. Als verhältnismäßig niederschlagsarm gilt besonders das untere Moseltal, wo

die jährliche Regenhöhe 600 *mm* nicht mehr überschreitet. Im Gebiete der obern Mosel und Meurthe fallen durchschnittlich 923 *mm*; die mittlere Mosel erhält 657 *mm*, die Saar 763 *mm*, die Sauer und die untere Mosel wenig mehr als 700 *mm*, das ganze Moselgebiet 761 *mm*.

Die mittlere Jahresmenge des Niederschlages des Gesamtmoselgebietes erreicht 21 550 Millionen *cbm*. Die Niederschlagsmenge des Einzugsgebietes bei Trier 18 490 Millionen *cbm*; an der letztgenannten Menge ist am meisten beteiligt der Monat Oktober mit rund 2170, am wenigsten der Monat April mit rund 1150 Millionen *cbm*. Auf die Gebiete der obern Mosel und der Meurthe entfallen rund 6300, auf die mittlere Mosel 3460, auf die Sauer 3130, die Saar 5560 Millionen *cbm*.

Jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge. Im allgemeinen gilt Oktober als der niederschlagsreichste, April als der regenärmste Monat; in den hochgelegenen Teilen der Vogesen wird dagegen ein deutliches Wintermaximum beobachtet; die geringsten Niederschläge fallen hier im Mai. Im untern Moseltale nähern sich die Niederschlagsverhältnisse jenen des Rheintales zwischen Bingen und Bonn; der meiste Regen fällt daselbst im Juli, der wenigste wird im Februar oder November beobachtet. Die jahreszeitliche Verteilung ist im übrigen in allen Gebietsabschnitten ziemlich gleichartig.

Die Zahl der Niederschlagstage erreicht in den westlichen Teilen der Stufenlandschaften rund 150 und beträgt in den östlichen Abschnitten des Moselgebietes übereinstimmend gegen 170; sie nimmt von Westen gegen Osten zu. Die mittlere Zahl der Regentage im ganzen Moselgebiete ist 163. Die Regenwahrscheinlichkeit nimmt von 0.41 im Westen bis 0.46 und 0.47 im Osten zu und ist im Gesamtgebiete 0.45.

Die größte tägliche Höhe des Niederschlages, welche im gebirgigen Teile des Moselgebietes erwartet werden darf, wird im allgemeinen 100 *mm* nur in seltenen Fällen überschreiten; in den westlichen Stufenlandschaften können 50 bis 60 *mm*, in den östlichen 60 bis 70 *mm*, im rheinischen Schiefergebirge und auf dem Luxemburger Tafellande gegen 60 *mm* Niederschlag als Höchstbeträge gelten.

Überall fallen die Maxima in die Sommer- und ersten Herbstmonate, im Gefolge von Gewittererscheinungen.

Die Zahl der Regen- wie auch der Trockenperioden nimmt mit der Dauer der Perioden ab; das Gesetz der Abnahme ist für beide Erscheinungen nahezu das gleiche. Die Niederschlagsperioden sind im Westen des Moselgebietes nicht so häufig als im Osten, bei Trockenperioden findet sich das entgegengesetzte Verhalten.

Regenhäufigkeit. Unter den Regentagen finden sich jene mit 3 bis 5 *mm* Niederschlagshöhe am häufigsten; mit wachsender Höhe der Tagessumme nimmt die Häufigkeit schnell ab.

Am häufigsten sind Regenfälle von weniger als viertelstündiger Dauer; 65% der Regenfälle haben eine kürzere Dauer als 1 Stunde; Regen von längerer als zehnstündiger Dauer sind selten. Unter den Regentagen sind jene mit ein- bis zweistündigem Niederschlage am häufigsten.

Im Laufe eines Tages sind zwei Zeiträume größerer Regenergiebigkeit zu beobachten, die durch solche von geringerer getrennt werden. Die beiden Maxima fallen auf die Frühstunden zwischen 1^h und 3^h und auf die Zeit von 11^h vormittags bis 4^h nachmittags. Die Minima sind zwischen 7^h und 9^h morgens, sowie um 8^h abends beobachtet.

Schnee fällt im Moselgebiete im allgemeinen zwischen September und Mai, doch werden in den Vogesen zuweilen noch im Juni und schon wieder im August Schneefälle beobachtet. Am schneereichsten ist in den Vogesen der Februar; gegen 90% der Niederschläge dieses Monates fallen in fester Form, auch im Dezember und Januar und selbst noch im März fallen nahezu 80% als Schnee. Auf der lothringischen Hochebene und im rheinischen Schiefergebirge schneit es am häufigsten im Januar.

Von der ganzen jährlichen Niederschlagsmenge fallen in den Vogesen (Gr. Belchen) 44% in fester Form. Die mittlere Zahl der Tage mit Schneefall erreicht gegen 70.

Allgemeine Abflußbedingungen. Die Abflußmenge hängt außer von der Regenmenge und der natürlichen Beschaffenheit des Einzugsgebietes im wesentlichen von der Luftwärme ab, welche Verdunstung und Pflanzenwachstum bedingt. Die Luftwärme bewegt sich im größten Teile des Moselgebietes zwischen 1° im Dezember-Januar und 18° im Juli, in den höhern Lagen der Südvogesen zwischen — 4° im Winter und 10 bis 11° im Sommer. Die Zeit stärkster Verdunstung und Austrocknung des Bodens fällt im allgemeinen in die Monate Mai bis September, in den Vogesen zwischen Juni und September. Eistage, an welchen der oberirdische Abfluß durch Frost ganz oder teilweise aufgehoben ist, sind zwischen November und März beobachtet worden; ihre durchschnittliche Zahl (Mittel aus neun Jahren) ist im November 1.7, Dezember 10.1, Januar 13.6, Februar 6.1 und März 1.9 Tage.

Die mittlere jährliche Abflußmenge der Mosel, ferner die größte und kleinste monatliche Abflußmenge (in Millionen *cbm*), sind für die obere Mosel zu Epinal 1309, 159 im Dezember, 73 im Juni; die Mosel bei Millery 2120, 284 im Januar, 82 im August; die Mosel unterhalb der Sauermündung 4629, 754 im Januar, 149 im Juli; die Mosel unterhalb der Saar (bei Trier) 6964, 1172 im Januar, 224 im Juli.

Die kleinste sekundliche Abflußmenge in der untern Mosel verhält sich zur größten wie 1 : 133; die Abflußmenge des größten bisher beobachteten eisfreien Hochwasserstandes ergibt 166 *l* für jeden Quadratkilometer.

Die niedrigsten Wasserstände der Mosel fallen im allgemeinen auf den Sommer 1893; sie dürfen als die niedrigsten des neunzehnten Jahrhunderts betrachtet werden. Die höchsten Wasserstände werden, soweit verläßliche Aufzeichnungen vorliegen, in der obern Mosel durch das Hochwasser von 1895, in der mittlern durch jenes von 1844, in der untern Mosel und in der Saar durch die Fluterscheinung im Gefolge des Eisganges vom Februar 1784 bezeichnet.

Die größten Moselanschwellungen entstehen meist durch Überregnung des Einzugsgebietes bei gleichzeitigem Abgange einer stärkern Schneelage über gefrorenem oder durchfeuchtetem Boden. Regenfälle ohne Schneeschmelze führen hohe Anschwellungen nur ausnahmsweise herbei; bedeutendere Hochwassererscheinungen im Sommer sind hierwegen selten.

Die zahlreichen Ergebnisse, welche Dr. von Tein aus der Bearbeitung des sämtlichen Beobachtungsmateriales ermittelt hat, über den speziellen Verlauf der Anschwellungen der Mosel und den Einfluß der einzelnen Zuflüsse auf denselben, sowie über die Zeitdauer, welche eine Anschwellung bei verschiedenen Wasserhöhen zu ihrer Fortbewegung gebraucht, können nur von dem Fachhydrographen nach ihrer ganzen Bedeutung gewürdigt werden. Sie bilden das Hauptergebnis der Untersuchung und ermöglichen die Umstände, welche zu dem Auftreten der Hochwasserabstiege im Moselgebiete führen und den Verlauf der Anschwellungen bedingen, besser als seither der Fall war, zu beurteilen.

Die Müritz ist in den Jahren 1900 bis 1904 von E. Geinitz und W. Peltz sondiert worden. In den Begleitworten zur Tiefenkarte der Müritz bemerkt W. Peltz:[1])

Gemessen sind 150 bis 200 Linien in einer Gesamtlänge von rund 280 *km*, ausgelotet rund 3000 Tiefen, das sind für eine Gesamtfläche

---

[1]) Archiv der Fr. d. Naturgeschichte in Mecklenburg 1906. **60**.

von rund 111 *qkm* 27 Punkte auf 1 *qkm*. Sämtliche Messungen sind im Winter auf dem Eise ausgeführt.

Die Darstellung ergibt topographisch kurz folgendes:

In Beziehung auf das Gesamtgebiet stellt sich die Müritz dar als Mittelpunkt und höchstgelegener Wasserspiegel eines vor dem zurückweichenden Inlandeise in der Ausbildung nicht fertig gewordenen Tales, das nach Südsüdost zum Havelgebiete und zum Finowkanale, nach Nordwest zur Wismarschen Bucht abfällt. Seine Ränder sind nach Südwest, mehr noch nach Nordost, vielfach durchbrochen. Seine Bildung aus Hunderten von einzelnen Strudelkesseln, deren Ränder dann durch Auswaschung mehr oder weniger breit und tief durchbrochen sind, ist sehr deutlich auf der Höhenschichtenkarte von Mecklenburg zu ersehen. Besonders im Südosten hat die erodierende Tätigkeit des Wassers die Spuren der evortierenden stark verwischt, wie eine nach Süd und Ost an die vorgenannte Karte anschließende Darstellung der Höhenverhältnisse zeigt, zu welcher die Vorarbeiten seit 14 Jahren meist vollendet sind, welche aber aus Mangel an Mitteln nicht fertig gestellt werden kann.

In der Müritz selbst treten die Strudelkessel mit den kurzen Talrinnen des Tief-Waren und Stadtgrabens, des Feisnecksees, des Schamper Mühlbaches, des Röbeler Tales in der Tiefe auf der Westseite des Sees deutlich hervor. Sehr charakteristisch ist die Stelle zwischen Sietow und Sembzin, an welcher die von Norden, Süden und Westen kommenden Talläufe zusammentreffen, ausgebildet. Dagegen sind im östlichen Teile des jetzigen Sees und in der daran schließenden Niederung die Reste der einzelnen Kessel durch Sandeinwehung und Mooraufwuchs verwischt und verschwinden von Jahr zu Jahr mehr fürs Auge.

Die mittlere Tiefe des Sees ist 6.3 *m*, Tiefen über 30 *m* kommen nur in verschwindend geringer Ausdehnung vor. Prof. Geinitz bemerkt noch:

„Die Karte lehrt die Richtigkeit der Bezeichnung „Kombinationssee", d. h. die Müritz ist ein aus einzelnen Depressionen bestehendes, durch gemeinsamen Wasserspiegel verbundenes Ganzes. Man erkennt den Typus der Rinnen- oder Wannentäler, vom Eisrande ausgehend verlaufen sie in südwestlicher Richtung, doch konnten sich nicht fertige Täler ausbilden, sondern die Rinnen sind gewissermaßen stecken geblieben, indem von den Höhen der „südlichen Hauptendmoräne", wie von den im Westen und Südosten gelegenen Zwischenhöhen Talungen entgegentreten.

Ob man den flachen Hauptteil der Müritz als „Muldensee" betrachten darf, ist jetzt zweifelhaft geworden.

Die ausgeprägte Nordost- bis Südwestrichtung der Wannen zeigt eine Übereinstimmung mit derjenigen unserer sonstigen ostmecklenburgischen Täler, und man könnte auch an die Möglichkeit denken, daß hier tektonische Linien mit maßgebend waren, Quer-

brüche in dem herzynisch streichenden Kreidegebirge; es fehlen indes zurzeit irgendwelche sichere Anhaltspunkte für eine solche Hypothese.

Die geringe Tiefe des Sees ist auffällig und mahnt zu haushälterischer Nutzung. Je nach den Jahreszeiten macht sich schon jetzt ein Schwanken des Spiegels bemerkbar; auf den flachen Uferseiten im Osten findet ein starker Landzuwachs statt. Ein größerer Wasserverbrauch durch Absenkung, etwa für Kanalbauten, würde weite Sandflächen trocken legen, der Tausch wäre ein schlechter: statt der Wasserfläche flaches Sandödland!

Daß auch in frühern Zeiten Schwankungen des Wasserspiegels einerseits große Teile trocken gelegt haben und wiederum früher isolierte Seebecken zu dem einen See vereinigt, geht aus den Mitteilungen von Steusloff hervor."

Untersuchungen im Deltagebiete des Großen und Kleinen Mäanders hat Dr. Alfred Grund angestellt und darüber einen vorläufigen Bericht erstattet.[1])

Diese Mitteilung beschäftigt sich mit der Ursache des Salzgehaltes im Grundwasser des Kleinen Mäanderdeltas, die auf die ehemals größere Ausdehnung des Meeres zurückzuführen ist, das nach der Verbreitung mariner Strandkliffs im Tale bis Ketshi Kale gereicht hat. Das Delta des Großen Mäanders ist im Gegensatze zu dem jetzt nahezu stabilen Delta des Kleinen Mäanders ein aktiv sich vorschiebendes Delta. Auch hier reichte das Meer früher tief ins heutige Mäandertal bis zur Mündung des Derbent Tschai oberhalb Sokia. Schließlich versucht Dr. Grund die Verlandung Milets und die Abdämmung des Latmischen Golfes durch Vergleich des physikalisch-geographischen Befundes mit der historischen Überlieferung zu erklären. Die Höhenlage der Hafenbauten von Milet schließt wie bei Ephesus eine vertikale Strandverschiebung in historischer Zeit aus.

Veränderungen im Unterlaufe des Euphrat. H. W. Cadoux hat 1903 an Ort und Stelle Beobachtungen hierüber gemacht.[2])

Der Strom ist bei Museijib in der Trockenzeit etwa 180 *m* breit und $4^1/_2$ *m* tief. Die Ufer sind $2^1/_2$ bis $4^1/_2$ *m* hoch und aus Alluvialsand gebildet, der wenig oder keine Kohäsion zeigt, und dieser Umstand hat auf die Veränderungen des Flußlaufes beträchtlichen Einfluß. Der vom Strome namentlich zur Hochwasserzeit herabgeführte Schlamm und Sand erhöht nämlich Bett und Ufer über das Niveau des Landes zu beiden Seiten, weshalb das Wasser von jeher in das niedrigere Gelände im Westen herausgetreten ist und dort weite Sümpfe gebildet hat, z. B. den Bahr Nedjef. Sie zeigen, daß die beiden Flüsse des Zweistromlandes sich so lange in ihren

[1]) Anzeiger der K. K. Akad. d. Wiss. Wien 1906. p. 458.
[2]) Geogr. Journal 1906. September.

Betten gehalten haben, bis sie sie genug erhöht hatten, um austreten zu können. Bei Museijib führt aus dem Euphrat der Hindijekanal nach Westen hinaus, der heute etwas über 200 *m* breit ist und in gerader Richtung dem Euphrat parallel läuft; er hält nicht nur infolge seiner Strömung sein Bett frei von Schlamm, sondern vertieft es auch stellenweise. Um nun das Land zwischen Museijib und Samawa, wo der Kanal sich wieder mit dem Euphrat vereinigt, vor Schaden zu schützen, hat die Regierung über den Kanal an seinem jetzigen Austritte einen Damm geführt, der den Wasserstand im Euphratbette um 2 *m* erhöht und diesem ein Drittel des Wassers sichert, während zwei Drittel durch den Hindijekanal gehen. Soweit die Menschen an dem heutigen traurigen Zustande schuld sind, erwähnt Cadoux die Bewässerungsmethode der am Flusse abwärts von Hilleh wohnenden Araber. Sie leiten in Kanälen viel mehr Wasser ab, als sie zur Bewässerung ihrer Reis- und Getreidefelder brauchen, so daß viel Wasser nutzlos in die Sümpfe und verloren geht. Deshalb erhalten die unterhalb Diwanije am Euphrat wohnenden Araber nicht genug Wasser und bauen im Juni und Juli Dämme aus mit Lehm gefüllten Körben („Sukurs") quer durch den Fluß. Dadurch wird die Strömung verringert, und das Verschlammen des Bettes oberhalb der Dämme gesteigert. Es wirkt auch die große Masse des vom Winde fortgeführten Sandes ein, der sich im Flusse ablagert, wenn seine transportierende Kraft am kleinsten geworden ist. Den „Gnadenstoß" endlich erhielt das Land infolge eines Dammbruches bei Museijib im Juli 1903, so daß das untere Euphratbett auf 240 *km* völlig trocken gelegt wurde, und alles Wasser durch den Hindijekanal ging. Nur einige Wochen während der Hochflut erreicht ein wenig Wasser Hilleh und die Dörfer weiter unterhalb, so daß es zweifelhaft ist, ob noch etwas seinen Weg bis Samawa findet. Wenn diese Verhältnisse, so bemerkt Cadoux, noch einige Jahre länger andauern, so wird die große Ebene von Chaldäa ihr Opfer sein. Das in Rede stehende Gebiet durchzieht die Terrasse der geplanten Bagdadbahn."[1])

Die Periodizität der Flutschwankungen des untern Niles und deren mutmaßliche Ursachen besprach Kapt. H. G. Lyons in der Royal Geographical Society.[2]) Vor allem wird die Unregelmäßigkeit des Eintrittes des niedrigsten und höchsten Wasserstandes des Niles in den einzelnen Jahren konstatiert. Sie ergibt sich aus den in Chartum und Assuan angestellten Messungen von 1869 bis 1903. Das Minimum stellt sich meistens in Chartum in der ersten Dekade, in Assuan in der letzten Dekade des Mai bis Mitte Juni ein. Abweichungen von dieser Regel um mehrere Wochen früher oder später zeigen sich an beiden Orten. Das Maximum tritt in Chartum sowohl

---

1) Globus **90**. p. 260.
2) Geogr. Journal **26**. Nr. 3/4.

wie in Assuan gewöhnlich zu Anfang oder Mitte September ein, ausnahmsweise auch einen Monat früher. Daß das Maximum gleichzeitig in Assuan und in Chartum, ja in Assuan manchmal eher als in Chartum erreicht wird, hat darin seinen Grund, daß der zwischen beiden Orten mündende Atbara zuweilen eine vorzeitige Wassermenge dem untern Nile zuführt.

Eine zweite, ebenfalls sehr starke Unregelmäßigkeit zeigt sich in der quantitativen Verschiedenheit der jährlichen Maxima und Minima der Nilfluten. Doch hat man bei ihnen eine Art von Gesetzmäßigkeit entdeckt; auf Grund genauer Berechnungen ergab sich nämlich, daß die Maxima die normale Wassermenge um 30% übertreffen und die Minima um 30% unter ihr bleiben.

Forscht man nach der Quelle dieser zeitlichen und quantitativen Unregelmäßigkeiten, so muß zuerst die Frage entschieden werden: Von welchem Zuflusse hängt das Steigen und Sinken des untern Niles hauptsächlich ab, vom Blauen oder vom Weißen Nile? Die Entscheidung ist zwar schon längst zugunsten des Blauen Niles gefallen; aber daß der Weiße Nil einen kaum beachtenswerten Einfluß auf die ägyptischen Nilfluten ausübt, darüber haben erst die neuesten, auf das sorgfältigste angestellten Messungen in Chartum und Duem absolute Gewißheit verschafft, wie Kapitän Lyons ausführlich nachweist.

Eine weitere Frage ist die: Gibt es eine periodenweise, auch nur annähernd regelmäßige Wiederkehr der Maxima und Minima der Nilfluten? Obwohl man jetzt zuverlässige Messungen besitzt, die sich auf einen Zeitraum von 80 Jahren erstrecken, so ist die Feststellung einer konstanten Periodizität bisher nicht gelungen. Die höchsten Wasserstände liegen oft mehrere Jahre weit auseinander, bald folgen sie sich rasch. Durch Lyons' Diagramm wird auch die Behauptung widerlegt, daß ein äußerst niedriges Minimum der Vorgänger eines besonders hohen Maximums sei. Eine Andeutung von Regelmäßigkeit hat man übrigens aus der Tabelle der Messungen in Assuan von 1869 bis 1903 herausgefunden: nach ungefähr 17 Jahren erfolgt stets ein Maximum von anormaler Höhe. Da man jedoch aus den Aufzeichnungen früherer Jahre ein gleiches nicht nachweisen kann, so wird auch die Hypothese von dieser Art Periodizität hinfällig.

Da der Blaue Nil hauptsächlich mit seinen linksseitigen Nebenflüssen, welche die abessinischen Provinzen Schoa, Walega und Kaffa entwässern, der Nährvater des ägyptischen Niles ist, so sind natürlich die Regen Abessiniens entscheidend für die Stärke und Schwäche der Nilfluten. Man hat nun versucht, diese mit außertellurischen oder außerafrikanischen atmosphärischen Zuständen in Zusammenhang zu bringen, und zwar entweder mit der 35-jährigen Periode in Brückners „Klimaschwankungen" oder mit der elfjährigen Sonnenfleckenperiode oder endlich mit dem Südostmonsun und der Regenzeit Indiens.

Lyons unterwirft diese drei Hypothesen einer sorgfältigen Prüfung. Er liefert den Nachweis, daß die Brücknersche Periodizität keineswegs immer zutreffend in den Nilflutmessungen wiederzufinden ist; im Gegenteile, gerade in die Trockenperioden Brückners fallen mehrmals besonders starke Hochfluten. Nur bezüglich der „temporären Ausnahmen" Brückners ergibt sich hier und da eine Übereinstimmung. Ähnlich verhält es sich mit der Periode der Sonnenflecken; ein Maximum derselben entspricht wohl zuweilen einem Maximum der Nilflut, aber fast ebenso häufig einem Minimum. Der Regen in Abessinien hängt eben — bemerkt Lyons — von Ursachen ab, die ein Zusammenfallen der Sonnenfleckmaxima mit den höchsten Anschwellungen des Niles verhindern. Mit größerer Wahrscheinlichkeit läßt sich ein Zusammenhang der Nilflutschwankungen mit den intensivsten Regen- oder Trockenjahren Indiens annehmen; doch von einer konstanten Abhängigkeit kann auch hier keine Rede sein. Denn in neun Jahren von 28 Jahren war zu gleicher Zeit das Steigen oder Sinken des Niles verschieden von der Regenfülle oder Dürre in Indien.

Kapitän Lyons stellt schließlich als Ergebnis seiner umsichtigen kritischen Untersuchungen den Satz auf: „Soweit unsere gegenwärtigen Kenntnisse reichen, hängen die Nilflutschwankungen wohl in erster Linie von dem Monsun des Indischen Ozeanes ab, doch werden sie zugleich von lokal beschränkten meteorologischen Zuständen, und zwar wesentlich von den Nordostafrika beherrschenden Luftdruckverhältnissen beeinflußt.[1])

Die Wasserfälle des Sambesi schilderte auf Grund eigener Anschauung Prof. Dr. Richard Beck.[2]) Dieselben lassen sich mit keinem andern großen Wasserfalle vergleichen. Ihre Eigenartigkeit besteht darin, daß sie auf einer kaum merklich geneigten, fast ebenen, 900 *m* über dem Meere gelegenen Hochfläche sich befinden, die von einem Systeme basaltischer Lavadecken gebildet wird. Oberhalb der Fälle fließt der Strom in einem 1.5 *km* breiten und sehr seichten Bette dahin und ist reich an bewaldeten Inseln, unterhalb der Fälle aber hat er eine mäandrisch gewundene, sehr enge und tiefe Talschlucht, den Batoka-Cañon, in das vulkanische Gestein eingeschnitten. Der Sambesi stürzt sich nicht, wie der Niagara, über eine Stufe hinab, sondern fällt in eine 1.5 *km* lange, 130 *m* breite und bis 126 *m* tiefe Kluft, aus der sein Wasser nur mittels einer schmalen Pforte den Ausgang und zugleich den Zugang in den Batoka-Cañon gewinnt. Sieht man die Fälle von ihrem Ostende aus, sozusagen im Profile, so bemerkt man, daß tatsächlich nur ein kaum wahrnehmbarer Höhenunterschied zwischen dem Gelände oberhalb und dem unterhalb der langen Linie der Fälle besteht.

---

[1]) Globus 88. p. 304.
[2]) Mitteilungen d. Vereins f. Erdkunde zu Leipzig 1905. p. XXXV.

Dicht unterhalb der großen Kluft erstreckt sich ein üppiger Hochwald, der sogenannte Regenwald, genährt von dem bei Hochwasser als starker Regen niedergehenden Sprühwasser der Fälle, dessen weiße Wolke bis 300 *m* hoch aufsteigt und auf 75 *km* Entfernung gesehen werden kann. Dieser urwaldartige Wald sticht sehr merklich gegen den lichten und dürren Savannenwald ab, der ringsum die Hochebene bedeckt.

Seen und Moore.

Umgestaltende Vorgänge in Binnenseen behandelte Jentzsch.[1]) Schon früher hatte er auf die weite Verbreitung von Strömungen in Binnenseen hingewiesen, welche durch Vorschieben von Sand an den Ufern die Bildung von Haken (Kliffhaken usw.) veranlassen und zeitweise zu einem Kreislaufe des Oberflächenwassers führen. „Die inzwischen fortgesetzten Beobachtungen haben diesen Satz bestätigt und eigenartige Abweichungen zwischen den Küstenveränderungen der Binnenseen und der Meere ergeben. Diese Abweichungen sind nicht nur durch den Mangel der Gezeiten und des Salzgehaltes, sondern ganz besonders durch die Größenverhältnisse bedingt. Denn die zur geologischen Gestaltung zusammenwirkenden Kräfte, Massen und Widerstände wirken nach sehr verschiedenen Potenzen der Dimensionen. Deshalb müssen in ähnlich gestalteten, aber verschieden großen geodynamischen Einheiten die an sich ähnlichen geologischen Kräfte zu verschiedener Gestaltung führen. In den kleinern Binnenseen, wie sie unser norddeutsches Flachland aufweist, fehlen die von den Meeresküsten her wohlbekannten kliffähnlichen Steilufer, Flachufersäume, Haken und Nehrungen zwar nicht völlig, aber die Haken nehmen mit Vorliebe eine abweichende Gestalt und Lage an.

Während an Meeresküsten alles dahin wirkt, den Verlauf der Uferlinien zu vereinfachen, bemerken wir an Binnenseen daneben Vorgänge von entgegengesetzter Wirkung. Während an Meeresküsten Kliffhaken und Nehrungen die Richtung der sie ernährenden Kliffstücke geradlinig oder mit leichter Ablenkung fortsetzen, herrschen an den kleinern Binnenseen die Querhaken, deren Achse einen großen, oft nahezu rechten Winkel mit den angrenzenden Teilen der Uferlinie bildet. Dabei geht letztere meist im Bogen in die Umrandung des Hakens über, so daß dieser in den ersten Stufen seiner Ausbildung einen angenähert dreieckigen Grundriß annimmt, der sich im Laufe der Zeit mehr und mehr zu einer den See durchquerenden Barre auswächst, für welche der Name Seebrücke angemessen erscheint. Das Wachstum der Seebrücke und deren endliche Schließung wird dadurch vorbereitet, daß dem an dem einen Ufer entstehenden

[1]) Zeitschrift d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft **57**, 4. Heft. p. 423.

Querhaken vom gegenüberliegenden Ufer her ein anderer entgegenstrebt, etwa ähnlich wie bei einer Wasserhose der strudelnd tief herabziehenden Wolkenspitze eine aus dem Wasser sich erhebende Masse mit gleicher Achse sich entgegenhebt.

Diese Querhaken sind, genau wie die Kliffhaken der Meeresküsten, das Werk von Driftströmungen, also von Bewegungen des Wassers, welche vom Winde veranlaßt werden. Daß letzterer die oberflächlichste Schicht des Wassers im Sinne seiner eigenen Richtung, wenngleich mit geringerer Geschwindigkeit fortbewegt, lehrt die Beobachtung. Die Art, wie diese Oberflächenbewegung sich in die Tiefen des Wassers fortpflanzt, hat Zöppritz 1878 analytisch entwickelt.

Aus seiner Formel folgt zugleich das große Beharrungsvermögen, welches den Driftströmungen innewohnt, und welches nach Zöppritz so weit geht, daß eine vor 10 000 Jahren in den Ozeanen entstandene, hinreichend starke Strömung noch heute nicht völlig verschwunden sein würde.

Die Schnelligkeit, mit welcher sich die Bewegung in der Tiefe fortpflanzt, ist in der Ostsee an dem auf Adlergrund (zwischen Rügen und Bornholm) liegenden Feuerschiffe durch Beobachtungen ermittelt: Tritt dort ein Wind auf, so macht sich sein Einfluß auf die Wasserbewegung sogar in 5 *m* Tiefe fast stets noch am selben Tage fühlbar. Bei Binnenseen liegt die Vermutung nahe, als könne der rasche Wechsel der Winde merkliche Strömungen nicht aufkommen lassen. Demgegenüber ist folgendes anzuführen: Zum Ersatz der durch die Driftströmungen weggeführten Wassermengen entstehen notwendig Ausgleichsströme (Kompensationsdriften). In Binnenseen werden diese dort, wo der Wind genau senkrecht zur Uferlinie steht, ein Aufsteigen von Tiefenwasser unter dem Winde und ein Hinabdrücken von Oberflächenwasser am gegenüberliegenden Ufer herbeiführen. Da aber hierbei die aus der thermischen Verschiedenheit des spezifischen Gewichtes entspringenden Widerstände zu überwinden sein würden, auch an dem allergrößten Teile des Seeufers der Wind in spitzem Winkel zu letzterm streicht, so folgt für die Kompensationsströmung eine nie ganz fehlende, meist aber überwiegend große seitliche (horizontale) Komponente, d. h. ein Kreislauf des Wassers, zunächst entlang den Uferlinien. Zeitlich aufeinanderfolgende Winde von sehr verschiedener, ja selbst von entgegengesetzter Richtung brauchen ihre Driftwirkungen keineswegs gegenseitig aufzuheben; sie können vielmehr letztere unter Umständen addieren, sobald sie nur gleichsinnige Kreisläufe veranlassen. Letztere sind eben nicht von unendlicher Mannigfaltigkeit, sondern nur entweder rechtsläufig oder linksläufig. Welcher dieser beiden Fälle eintritt, hängt von der Gestalt der Uferlinie und der Verteilung der dieselbe überragenden Höhen ab. So wird, auch wenn ein Wind abflaut oder sich dreht, dessen Driftströmung noch lange fortbestehen

können. Je nach dem Überwiegen der Kräfte wird man in den Haken rechtsdrehende und linksdrehende Seen unterscheiden können, auch mag diese Eigenschaft durch gewisse Änderungen, z. B. das örtliche Emporwachsen eines Waldes, ihr Vorzeichen ändern.

Das Wachsen der Querhaken läßt nun erkennen, daß gerade an kleinern und mittlern Binnenseen (wohl infolge ihrer Flachheit) die Wassermasse nicht als Ganzes sich bewegt, sondern in mehrere (bisweilen viele) einzelne Kreislaufsysteme zerfällt, an deren Berührungsgrenzen die Querhaken entstehen.

Ist einmal die Wassermasse infolge des Mißverhältnisses zwischen Tiefe und Fläche in mehrere solcher Systeme zerrissen, so wirkt dieses Ereignis fort, indem infolge der mählich wachsenden Querhaken die Teilkreisläufe mehr und mehr zwangsläufig werden. Die Verteilung der Wärme und des Gasgehaltes im Wasser, wie des Planktons, sowie die Lage der thermischen Sprungschicht und die Begrenzung der biologischen Regionen muß durch die Drift- und Ausgleichsströme wesentlich beeinflußt werden.

Wenn zwei Querhaken sich entgegenwachsen, so erzeugen sie einen Engpaß, in welchem die den Wasserstand des benachbarten Seeteiles ausgleichende Unterströmung erodierend wirkt. Dort entsteht mithin als mittelbare Wirkung der Driftströme eine örtlich eng beschränkte Vertiefung des Seegrundes, eine Auskolkung. Diese verzögert zugleich die weitere Verlängerung der Querhaken. Haben letztere infolge günstiger Wachstumsbedingungen den Kolk überwunden, so vereinigen sie sich zu einer Seebrücke, und der See hat sich geteilt, ohne daß etwa ein Flußdelta sich vorgeschoben oder eine ursprünglich vorhanden gewesene tiefe, von Reaktions- oder „Neer"-Strömen durchlaufene Bucht abgeschnürt worden wäre.

Flußartig gestreckte Seen, wie solche das norddeutsche Tiefland so vielfach zeigt, können durch Selbstteilung zu Gestalten gelangen, welche an den Längsschnitt einer Nodosaria erinnern; aber auch rundliche Seen bilden, sobald ihre Tiefe gering im Verhältnisse zur Fläche ist, Seebrücken aus, wie dies beispielsweise die Seen von Warnow auf der Insel Wollin (Prov. Pommern) erkennen lassen, wo die Abschnürung bereits zu einer Differenzierung des Planktongehaltes geführt hat.

Wie die von den Meeresgestaden bekannten Kliffhaken den Binnenseen nicht völlig fehlen, sondern nur hinter andern Bildungen an Masse und Häufigkeit zurücktreten, so finden umgekehrt auch die Querhaken der Seen ihre Analogien an den Meeresküsten. Es sind dies die kleinen, auf den gewöhnlichen Karten verschwindenden Spitzen zwischen den Kreisbogen, auf welche Theobald Fischer in seinen Mittelmeerstudien die Aufmerksamkeit gelenkt hat. Bereits 1885 fand Fischer, „daß überall da, wo das Meer durch Brandungswellen und Strömungen überwiegenden Einfluß auf die Gestaltung und Entwicklung der Küsten ausübt, die Küstenlinie die Form

aneinander gereihter Kreisbogen annimmt, an Steilküsten mit kleinem, an Flachküsten mit großem Radius."

Der gleiche Forscher faßte zwei Jahre später diesen Satz schärfer dahin, „daß an Küsten mit unveränderlichem Meeresspiegel die Brandungswelle, wenn sie die ausschlaggebende, küstengestaltende Kraft ist, konkave Buchten, aber wohl immer nur von geringer Tiefe schaffen kann, an Abrasionsküsten aber in der Regel solche schaffen wird."

Wie schnell in Binnenseen Querhaken entstehen können, zeigt der Umstand, daß sie sogar sich an Eisenbahndämme anlehnen, welche mitten durch Seen geschüttet sind. Jentzsch sah solche an der Bromberg-Dirschauer Bahn bei Laskowitz in Westpreußen und an der Posen-Thorner Bahn bei Mogilno in der Provinz Posen. Erstere Bahn ist 50 Jahre alt, letztere wenig über 30 Jahre.

Wo Moränen, Drumlins, Asar in einen Binnensee hineinragen, entwickelt sich als deren scheinbare Fortsetzung im Wasser ein alluvialer Haken, welcher, seiner ersten Anlage nach ein Kliffhaken, sich bald zum Querhaken ausbildet, wie man dies auch auf Photographien nordschwedischer Landschaften erkennen kann. Ihrem Wesen nach sind die Querhaken Unterwasserbildungen des flachen Wassers und somit nach der für diese bezeichnenden Art aufgebaut. Als Vorläufer erscheinen an der Spitze — bisweilen auch fehlend — Pflanzen mit Schwimmblättern, zumal Nymphaea oder Nuphar. An diese reihen sich Schar bildende Uferpflanzen, insbesondere dichte Bestände von Schilf, Phragmites communis, zwischen denen der angetriebene Schlamm, vermischt mit dem Schilftorfe, sich ansammelt.

So wachsen Haken und Seenbrücken allmählich bis über die Wasserlinie; in andern Fällen werden sie durch Senkung des Seespiegels trocken gelegt und können dann autochthon oder auch durch Überschwemmung und Eisschub noch weiter emporwachsen. Das naturgemäße Profil der Seebrücken ist demnach Torf über Sand, oder Torf über Faulschlamm (insbesondere „Wiesenkalk"); stellenweise auch Sand mit dünner torfähnlicher Humusdecke. Bei ältern Seenbrücken legen sich auf dieses Normalprofil dann noch, je nach der eintretenden Entwicklungsrichtung, entweder Torf (zunächst Caricetum, bei langer Entwicklung bis zum Sphagnetum fortschreitend) oder Sand, Kies, Geröll und Blöcke, letztere als Zeugen stattgefundener Eisschiebungen.

Diese Erscheinung, daß jungalluviale Seenbildungen von Kies und selbst Blöcken überlagert werden, tritt gesetzmäßig überall dort ein, wo nicht übermächtiger Pflanzenwuchs ihr entgegenwirkt; sie wird also namentlich in der pflanzenarmen, dem letzten Rückzuge des Landeises zunächst folgenden, seenreichen Zeit herrschend gewesen sein und uns für deren Ablagerungen als typisch gelten.

„Die im norddeutschen Flachlande so bezeichnenden, langgestreckten Ketten von Seen erklären sich einfach als Reste ursprüng-

lich größerer, zusammenhängender Seen. Und zwar brauchten diese weder durch Moränen abgesperrt, noch in ihren einzelnen Kesseln durch strudelnde Gletscherwässer (Evorsion) ausgekolkt zu werden; sondern die trennenden Kräfte wirkten alluvial und wirken noch heute fort, aber nicht sowohl durch Aushöhlen der Tiefen, als durch Aufbauen der trennenden Brücken. Diese Erkenntnis ist durchaus verträglich mit der Tatsache, daß auch Moränen, Asar und Deltas stellenweise zwei Seen scheiden. Mögen nun lange Seen in Ketten oder rundliche Seen in unregelmäßig zerstreute Restseen sich auflösen, in beiden Fällen zielen die Kräfte auf eine Annäherung an Kreisgestalten und auf eine verhältnismäßige Erhaltung der Tiefen hin, da letztere im allgemeinen nur von den langsam sich aufhäufenden Planktonniederschlägen und nur örtlich und anfangs ausnahmsweise von vorrückenden Haken überdeckt werden.

Diese Neigung zur Kreisgestaltung findet ihren vollkommensten Ausdruck in den kleinsten unserer Seen, den Söllen, welche mit mehr oder minder kreisähnlichen Umrissen zu Zehntausenden das norddeutsche Flachland durchschwärmen und bereits im 18. Jahrhunderte die Aufmerksamkeit erregten. Sie wurden anfangs für vulkanische Krater, später für Erdfälle, neuerdings von einzelnen für Einsenkungen über geschmolzenen Eisblöcken gehalten, während wohl die Mehrzahl der neuern Geologen sie auf Strudel zurückführt. Diese von Berendt und Geinitz, unabhängig voneinander in den Jahren 1879 und 1880 ausgesprochene Ansicht möchte vielleicht für einzelne derselben zutreffen; für die vorhandene große Zahl kann sie nicht gelten.

Dieser Evorsionstheorie gegenüber mußte der Umstand auffällig erscheinen, daß man nirgends neben den Söllen Wälle der durch den Strudel ausgeworfenen Massen fand. Aber man beruhigte sich mit der Erklärung, daß diese mit dem Strudelwasser weit hinweggeführt worden seien.

Angesichts der Versandungen welche alle größern und mittlern Seen in dieser Zeit betroffen haben, wie angesichts der aufbauenden und zerstörenden geologischen Kräfte überhaupt erklärt Jentzsch: Es ist unmöglich, daß eine der als Sölle inmitten losen Schwemmlandes abgebildeten Gestalten ein Jahrtausend lang besteht.

Der scheinbare Evorsionsrand ist nicht im diluvialen Geschiebemergel eingeschnitten, sondern in jungalluviale Aufschüttungsmassen. Oft liegen die Sölle in unmittelbarer Nähe anstehenden Geschiebemergels, bisweilen aber weit davon entfernt. Sie erfüllen Vertiefungen, welche bei Ausfüllung älterer Bodeneinsenkungen zurückgeblieben sind.

In der Mehrzahl der Fälle werden die Sölle die Reste von Seentiefen sein, welche Einsenkungen der diluvialen Oberfläche erfüllten; sie können aber ebensowohl aus Seen und Pfützen alluvialen Alters sich entwickeln. Der Umstand, daß Alluvionen emporwachsen,

konnte auf Abrundung in ähnlicher Weise hinwirken, wie das Aufwachsen bei den vulkanischen Kratern, für welche ein früheres Jahrhundert die Sölle fälschlich erkannt zu haben glaubte. Wenn wir letztere vorwiegend und in größter Zahl in der Nähe der Moränenlandschaften finden, so ist dies erklärlich. Denn eben dort zeichnete sich von altersher die Oberfläche durch überaus kleinfaltige Formen aus, in welchen zahllose Seen und Tümpel und die Regenwässer aufnehmende Senken vorhanden waren. Diese alle wandelten sich durch Hilfe von Abschlämmassen in Sölle um, indem die kleinern sich verkleinerten, die größern sich teilten. Aber Begleiterscheinungen der Eiszeit sind doch nicht die rundlichen, bisher irrtümlich auf Evorsion gedeuteten Sölle in ihrer jetzigen Gestalt, sondern die ganz anders und unregelmäßig gestalteten ursprünglichen Vertiefungen, welche teils der glazialen Aufschüttung, teils der fluvioglazialen oder alluvialen gemeinen Erosion ihre Hohlform verdanken.

Der Ammersee in Oberbayern war der Gegenstand von Studien, die Prof. Dr. Ule anstellte.[1]) Er hält denselben für eine vorwiegend durch Wassererosion entstandene Senke, für ein durch sein jetziges „Schweb" charakterisiertes altes Flußtal, das durch glaziale und fluvioglaziale Schotter abgedämmt und dadurch in einen See verwandelt wurde. Glazialerosion im Penckschen Sinne lehnt er entschieden ab, weil dagegen die Lage des Sees am Ende des Eisstromes spricht, und er keineswegs eine flache Mulde darstellt, wie sie nach der frühern Tiefenkarte von Geistbeck erschien, sondern eine deutlich ausgeprägte Rinne, wie solche für die Bildung durch Wassererosion so charakteristisch ist. Da die Grundmoräne des jüngsten Gletschers das ganze Becken auskleidet, so muß das Seetal noch vor der Ablagerung der jüngsten Moräne, derjenigen der Würmeiszeit, entstanden sein, fällt also in die Rißeiszeit. Man kann annehmen, daß gegenwärtig etwa nur der dritte Teil der Talwanne mit Wasser gefüllt ist, auch mag eine wenn auch geringe Tieferlegung allmählich eingetreten sein. Die Amplitude des Wasserstandes ist entsprechend der reichlichen Wasserspeisung mehr als doppelt so groß wie bei dem Würmsee, mit dem sonst der Ammersee nach verschiedenen Richtungen hin sehr große Ähnlichkeiten aufweist. Die orographische Verschiedenheit beider Becken zeigt sich hauptsächlich nur in den obern Regionen. Die Sichttiefe ist im Ammersee etwa 1 *m* größer als im Würmsee, doch mögen hier zufällige Umstände eine Rolle spielen; seine Farbe erscheint etwas dunkler und mehr blaugrün.

Das Areal des Sees ist 479 *km*, die größte Tiefe beträgt 82.5, die geringste 37.8 *m*, das Volumen 1775 Millionen Kubikmeter.[2])

---

[1]) Landeskundliche Forschungen, herausgegeben v. d. Geographischen Gesellschaft in München 1906. Heft 1.

[2]) Globus 1906. **90**. p. 227.

Die Seiches im Waginger und Tachinger See. In diesen durch einen kurzen Wasserarm verbundenen Doppelseen kommen Wasserbewegungen vor, die von Dr. A. Endrös jetzt genauer untersucht worden sind.[1]) Das Atmen des Sees, wie die Anwohner einiger Seen dieses periodische Auf- und Niedergehen des Wassers genannt haben, ist aber dem See als ganzem infolge der Einschnürung sehr erschwert; mehr als zehn Schwingungen nacheinander konnten nicht beobachtet werden. Der Schwingungsknoten der Seiche befindet sich in der Mitte zwischen der genannten Einschnürung und einer weitern, im Waginger See gelegenen Beckeneinengung. Eine binodale Schwingung des ganzen Sees konnte dagegen nicht gefunden werden. Dafür hat aber jeder Teilsee seine eigene uninodale Seiche, und zwar der südliche, der Waginger See, eine solche von 16.8 Minuten Dauer, der Tachinger See von 12.56 Minuten, ferner hat jeder seine eigene binodale Schwingung von 11.78 bzw. 6.25 Minuten Periodendauer. Auch die Knoten der genannten Schwingungen wurden zum Teile genau festgestellt und sind in die der Arbeit beiliegende Tiefenkarte eingezeichnet. Außerdem konnten noch acht weitere Schwingungen aufgefunden werden, welche mehrknotige Seiches des einen oder andern Beckens sind. Wichtig ist dabei das Ergebnis, daß die Schwingungen nicht alle in der gleichen Richtung, der Längsrichtung des Sees, erfolgen, sondern daß einzelne gegen das direkt gegenüberliegende Ufer eines der Teilbecken gerichtet sind.

Da die Seichesbewegungen, wie die Untersuchung ergeben hat, durch den beide Seen verbindenden Wasserarm bei Tettenhausen sich fortsetzen, so werden dadurch die den Seeanwohnern wohlbekannten Strömungen an dieser Stelle aufgeklärt. Der Arm bildet zunächst den Abfluß des Tachinger Sees, und es herrscht auch dort eine ständige Strömung gegen den Waginger See. Doch wechselt dieselbe stets und rasch ihre Stärke und kann sich zeitweise umkehren. Die starke Einengung selbst wurde erst künstlich geschaffen, indem im Jahre 1864 der Seespiegel um 1 *m* tiefer gelegt und beiderseits ein 40 *m* langer Damm aufgeführt wurde, um den Arm überbrücken zu können. Durch diese künstliche Zusammenschnürung wurde jedenfalls ein gewaltiger Eingriff in die Schwingungsbewegungen des Sees gemacht, der kaum je mehr sich feststellen lassen wird.

Das Mauerseegebiet. Durch die fortschreitenden geologischen Spezialaufnahmen in Ostpreußen sind wesentliche Aufklärungen über die Entwicklungsgeschichte der dortigen geotektonischen Bildungen gewonnen worden. Besonders von Interesse ist in dieser Beziehung der Nachweis eines ehemaligen diluvialen Sees zwischen Lötzen und Angerburg, der im Süden von Endmoränen, im Norden von dem

[1]) Sitzungsber. d. K. Bayr. Akad., math.-phys. Klasse 1905. p. 447. Petermanns Mitteil. 1906. p. 94, woraus oben der Text.

Rande des Eiswalles aufgestaut war. Dr. G. Braun führte dies des nähern aus.[1]) „Die Schmelzwasser, die den Endmoränen entströmten, haben die Seen der Gegend ausgewaschen und vertieft. Die größte Tiefe des Löwentin liegt gerade vor dem alten Gletschertore, das durch die Lücken der Endmoräne bei Lötzen festgelegt ist, die größte Tiefe des Lötzenschen Kissainsees ebenfalls vor einer solchen Lücke zwischen Faulhöder und Königsspitze. Die größte Tiefe im Mauersee entspricht einer Rinne, die aus dem Pristaniersee herauskommt. Diese Schmelzwasser haben außerdem einen gewaltigen Stausee gebildet, dessen Ausdehnung mit Hilfe von Terrassen und Strandlinien noch jetzt ziemlich genau festgestellt werden kann. Der Wasserspiegel der großen masurischen Seen liegt jetzt gleichmäßig auf 116 *m*. Die höchsten über das ganze Gebiet nachweisbaren Terrassen liegen 15 *m* höher, zwischen 132 und 133 *m*. Es ist mit Sicherheit für die ganze Umgebung ein Wasserstand von 132 *m* nachzuweisen. Das Becken dieses Sees wird im Süden, Osten und Westen von höhern diluvialen Bildungen, seien es Geschiebemergelflächen oder Endmoränen, eingefaßt, aber im Tale der Angerapp fehlt ein stauender Wall. Hier fällt das Gelände in 120 bis 127 *m* Höhe direkt nach Nordosten hin ab. Hier muß der Eisrand selbst mit einer tiefen nördlichen Bucht den Aufstau bewirkt haben. Zur Entwässerung dieses Stausees diente die Lücke bei Lötzen. Der Löwentinsee steht durch Rinnenseen mit dem Spirding und dieser nach Süden mit der Weichsel in Verbindung. Dieser Weg führte das Wasser wohl rasch ab, es trat eine Senkung ein. Ihre Spuren finden sich in einer zweiten Terrassenbildung in etwa 127 *m* Meereshöhe rings um den See. Offen ist nur wieder die Stelle bei Angerburg und bei Pristanien. Hier im Osten muß der Eisrand so lange gelegen haben, bis das Angerapptal unter 315 F. (118 *m*) erodiert war, so daß die Seen dann hier nach Norden abwässern konnten. Durch ein beständiges Tieferlegen dieses nördlichen Abflusses hat sich der jetzige Bestand, diese Häufung von Restseen, herausgebildet.

Die Durchsichtigkeit und Farbe des Plattensees behandelte Dr. E. v. Cholnoky.[2]) Die Durchsichtigkeit desselben ist meist recht gering; in einem in das Eis gehauenen Loche kann sie auf $1^1/_2$ bis 2 *m* angesetzt werden, im offenen Wasser sinkt sie im Sommer bis auf $^1/_4$ *m*. Der Verfasser hat gefunden, daß der Wind die Durchsichtigkeit seichter Seen beeinflußt, doch ist der Zusammenhang nicht so einfach, wie er im ersten Augenblicke erscheinen könnte. Versuche behufs Feststellung, wie tief das Licht in den See hineinzudringen vermag, wurden nicht angestellt, da im Plattensee das Licht unzweifelhaft überall bis an den Seegrund dringt. Die Farbe des Sees

---

1) Petermanns Mitteilungen 1906. p. 211.
2) Der Balatonsee 3. Teil 5. Sekt. 2.

schwankt nach der Forelschen Skala zwischen VI und XI. Die Dimensionen der immerfort wechselnden Bilder der Sonnen- und Mondscheiben, die unserm Auge in der Form von Lichtstreifen erscheinen und von den Umwohnern des Plattensees „Goldene Brücke“ genannt werden, werden durch eine analytische Gleichung bestimmt, welche die numerische Berechnung der Länge der Brücke gestattet, wenn die Höhe der Sonne oder des Mondes bekannt ist, während die Bestimmung der Breite ein viel schwierigeres Problem ist. Neben einigen andern optischen Erscheinungen, die durch sehr gute Abbildungen deutlich gemacht sind, werden auch die von Forel fälschlich so genannten „taches d'huile“ behandelt, d. h. die innerhalb bewegtern Wassers auftretenden größern oder kleinern Flecken glatten Wassers, die aber keine Ölflecke und auch nicht Planktonerscheinungen sind, sondern solche Stellen, wo die Geschwindigkeit der Luftströmung, 0.3 *m* per Sekunde, nicht erreicht ist.

Der Tsadsee. Oberleutnant Marquardsen, Mitglied der Yola-Tsadsee-Grenzexpedition 1903 bis 1904, gibt eine umfassende Darlegung unserer heutigen Kenntnis von den physikalischen Verhältnissen des Tsadsees,[1]) der wir folgendes entnehmen:

„Der Tsadsee ist ein Binnengewässer ohne äußerlich wahrnehmbaren Abfluß. Die Abgabe einer beträchtlichen Wassermenge in das Tal des Bahr el Ghazal als Grundwasser — also eine Art unterirdischer Abfluß unter der Sohle dieses Tales — ist sehr wahrscheinlich. Im übrigen beschränkt sich der Wasserverlust auf Einsickerung und Verdunstung. Sein Wasser erhält der See aus den Zuflüssen und durch die auf ihn fallende Regenmenge. Einer ungefähren Schätzung nach entfallen auf das Schari-Logonesystem allein zwei Drittel der gesamten Wasserlieferung. Dieses erreicht seinen höchsten Stand im Oktober. Der See steigt jedoch so lange weiter, als er ein Plus über seinen Wasserverlust erhält. Da nun die Zufuhr des Schari-Logone auch nach dem Oktober eine Zeitlang sehr reichlich ist, fällt auch der Hochwasserstand des Sees in eine spätere Zeit. Der Zeitpunkt schwankt erheblich, entsprechend der Wassermenge, welche Schari-Logone zu Tale führen. Mitte Dezember bis Ende Januar sind die ungefähren Zeitgrenzen für den Hochwasserstand des Sees. Die Niveauschwankungen zwischen höchstem und niedrigstem Stande machen 1 bis 2 *m* aus.

Das von Wasserpflanzen stark durchwachsene Randgebiet des Nord-, West- und Südufers erreicht selten eine größere Tiefe als 1 bis $1^1/_2$ *m* und liegt zur Niedrigwasserzeit großenteils trocken. Der von den Ufern weiter entfernte Teil des offenen Wassers ist durchschnittlich 3 bis 4 *m* tief. Französische Lotungen haben in dem westlichen Teile des offenen Wassers ein Maximum von 14 *m* ergeben.

---

[1]) Mitt. aus den Deutschen Schutzgebieten 1905, Heft 4.

Die zwischen den Inseln des Ostufers befindlichen Kanäle zeigen meist Tiefen von 2 bis 3 *m* und darüber. Die Lagunen des Bahr el Ghazalgebietes sind erheblich flacher.

Perioden großer Trockenheit oder großen Wasserreichtums müssen sich auf den flachen Ufern durch Ausbleiben des Wassers an den früher bedeckten Stellen oder durch Überschwemmungen geltend machen. Solche Verluste oder Überschüsse bedürfen naturgemäß einiger Jahre, um sich wieder auszugleichen. In erster Linie ist der Niederschlag der Gegenden, aus welchen Schari-Logone ihr Hauptwasser beziehen, maßgebend für den Stand des Sees und nicht die Niederschläge im Seegebiete selber.

Die Grenzen zwischen See und Festland sind selbst auf den flachen Ufern nicht so schwer festzustellen, wie vielfach angenommen wurde. An den mir bekannten Stellen des Westufers gibt ein wie eine Mauer aus der fast vegetationslosen Umgebung aufsteigender Gürtel von Papyrus, Schilf und Marria eine scharf zu bestimmende Grenze des gewöhnlich vom Hochwasser eingenommenen Gebietes an. Zur Zeit der Trockenheit stehen die Wasserpflanzen nicht mehr im zusammenhängenden Wasser, aber feuchter Grund und Pfützen zeigen an, daß man sich im Seegebiete befindet. Am schwierigsten sind die Abgrenzungen des Sees während der Regenzeit zu erkennen. Das niederfallende Regenwasser sammelt sich an zahllosen Stellen, und die teilweise von den Eingeborenen noch angestauten Flüsse treten aus. Scheinbar hat sich der See ungeheuer ausgedehnt; aber dieses Wasser hat mit dem See nichts zu tun, und die scheinbare Vergrößerung tritt zu einer Zeit ein, in der der See selber noch zurückgeht oder eben beginnt, einen Ausgleich für seinen bisherigen Wasserverlust zu finden. Nach Beendigung der Regenzeit lassen die Flußüberschwemmungen nach, die Wasseransammlungen laufen ab oder verdunsten, See und Festland heben sich wieder voneinander ab. Der See steigt nun weiter; in normalen Perioden setzt er den Pflanzengürtel unter Wasser, in Perioden großer Trockenheit erreicht er den äußern Rand desselben nicht, in solchen großer Niederschläge überschreitet er ihn. Im letztern Falle geben die Überschwemmungen den Ufern ein ähnliches Bild wie zur Regenzeit. Lang andauernde Trockenheit bewirkt, daß die am äußern Rande stehenden Pflanzen verkümmern und abbrechen. Knietief ist an solchen Stellen der Boden mit lose geschichteten und von einer Schlingpflanze übersponnenen Pflanzenresten bedeckt, in welche der Fußgänger mit jedem Schritte einbricht. Die Breite dieses niedergelegten Gürtels gibt einen Anhalt für den Wasserverlust einer trockenen Periode.[1]) Die

[1]) Der Gürtel ist natürlich sehr ungleich, da schon ein geringes Steigen des Sees das Wasser in den zahlreichen, kaum wahrnehmbaren Landsenkungen hinauftreibt. Abgesehen von solchen Stellen, war 1904 bei Ulugo der Pflanzengürtel etwa 100 bis 200 *m* breit abgestorben — das Ergebnis der augenblicklichen Periode an diesem Orte.

Breite des Pflanzengürtels ist je nach der Tiefe des Wassers verschieden; die ganze südliche Ausbuchtung des Sees scheint stark durchwachsen zu sein (10 bis 20 *km*), während das Westufer nördlich des Komadugo von Yo bessere Uferverhältnisse zeigt. Das Nordufer ähnelt dagegen wieder mehr dem Südufer. Die Verwachsung ist keine durchgehende, sondern es finden sich in diesem Gebiete große Lachen freien Wassers, welche durch enge Kanäle miteinander verbunden sind.

Ganz anders beschaffen sind die Ufer an der Kanemseite. Die einige Meter hohen Sandrücken geben dem See einen bessern Abschluß. Charakteristisch sind hier die weit in das Land eingreifenden Lagunen. Diese erklären sich daraus, daß die Sandrücken Dünengebilde sind, deren Talsohlen etwa auf dem Niveau des Sees liegen, also zur Hochwasserzeit überschwemmt werden können. Der Pflanzenwuchs dieser Lagunen ähnelt dem der vorher geschilderten flachen Ufer. Der Bahr el Ghazal, der sonst als eine Lagune vergrößerten Maßstabes geschildert wird, zeigt dagegen die tropische Baumvegetation gewisser Flußufer. Die Wasserfläche bedeckt zur normalen Hochwasserzeit ungefähr 21 000 *qkm*. Das Gesamtareal verteilt sich auf Inseln, etwa 1000 *qkm*, offenes Wasser 15 000 *qkm*, durchwachsenes Wasser 5000 *qkm*.

Die Versalzung des abflußlosen Sees ist auffallend gering. Zur Hochwasserzeit ist das ganze zusammenhängende Wasser völlig süß. Bei niedrigem Stande macht sich an den abgelegenen Stellen (z. B. zwischen den Inseln) Natrongeschmack bemerkbar, und gegen Ende der Trockenheit soll auch das zusammenhängende Wasser stellenweise diese Eigenschaft besitzen. Die Geringfügigkeit der Versalzung wäre hinreichend erklärt, wenn vor nicht zu langer Zeit der See in dem Bahr el Ghazal einen Abfluß gehabt hat. In diesem Falle würde eine größere Versalzung noch eintreten können. Dies meint auch wohl Nachtigal, wenn er die süße Beschaffenheit des Wassers damit erklärt, „daß die Wasserverhältnisse des Tschad noch keinen einigermaßen ständigen Charakter angenommen haben." Eine gleichbleibende Versalzung wird der See natürlich nie aufweisen, da ihm die Flüsse plötzlich und zu bestimmten Zeiten ungeheure Massen süßen Wassers zuführen.

Mehrfach ist die Ansicht ausgesprochen, daß der See — nach dem Vorgange anderer Wüstenseen — in der Richtung des vorherrschenden Windes von Osten nach Westen wandere. Es ist wohl möglich, daß das Ostufer durch hineingetragenen Sand allmählich in den See hineinwächst, aber eine entsprechende Verlegung des Westufers ist nicht festzustellen."

Der Ngamisee. Nach dem Berichte des Distriktschefs von Gobabis in Deutsch-Südwestafrika war der See vor zwei Jahrzehnten eine weitausgedehnte Wasserfläche mit Ausnahme des östlichen Teiles,

ist aber jetzt nur mehr Schilfmasse und Morast; augenscheinlich deshalb, weil der Okawango, der früher in lebhafter Strömung in den See direkt sich ergoß, jetzt in einer Entfernung von 15 *km* davon im Sande bereits versickert ist. Nur der Botletle im Westen „soll" zur Regenzeit mit einem Teile seiner Fluten den Ngamisee versorgen, während der andere Teil in entgegengesetzter Richtung zur Makarikari-Salzpfanne abfließt. Den See umgibt die Betschuanen-Reservation des Häuptlings Sechome; sie hat einen Flächeninhalt von 100 000 *qkm* und grenzt im Westen und Norden an das deutsche Schutzgebiet, reicht im Osten nahebis 24° 30′ östl. Länge und im Süden bis 21° südl. Breite. Politisch gehört sie zum englischen Betschuanaland-Protektorate; Hauptort ist Tsau mit 5000 Einwohnern. Die Ländereien der Reservation, die an den befruchtenden Gewässern des Okawango, Tamlakan und Betletle liegen, sind reich an Palmwäldern, Reis-, Mais- und Kornfeldern. Auch Viehherden gibt es in Menge. Der Häuptling Sechome ist unbeschränkter, doch zugleich auch ein kluger und umsichtiger Herrscher. Er gestattet den Weißen nur nach eingeholter und bezahlter Lizenz, Handel zu treiben und der Jagd obzuliegen. Gegen die Einschleppung von Viehseuchen, sei es aus Rhodesia, Transvaal oder dem deutschen Schutzgebiete, hat er sein Land vollkommen zu schützen verstanden. Der Verkauf einer geringen und fest normierten Menge von Patronen an die Eingeborenen wird streng kontrolliert. Der Betschuane fügt sich willig in die strenge staatliche Ordnung und zahlt anstandslos die hohe Hüttensteuer von 10 ℳ jährlich.[1])

Das Alter der Hochmoorbildungen behandelte W. Wolf in der Deutschen Geologischen Gesellschaft.[2])

„Nachdem," sagt er, „in den letzten Jahren die norddeutschen Moore nicht vom botanisch-kulturellen Standpunkte allein, sondern auch von der geologischen Seite eifriger durchforscht sind, ist eine Reihe interessanter Probleme aufgetreten, unter denen die Frage nach dem relativen und absoluten Alter der einzelnen Hochmoorbildungen eines der anziehendsten ist. Von den zahllosen kleinen Mooren in den Kesseln der Moränenlandschaft wissen wir, daß sie sich schon bald nach dem Rückzuge des nordischen Inlandeises zu bilden begannen. Zunächst entstanden allerdings noch keine Torfe, sondern tonige Absätze mit arktischen Pflanzenresten, sodann meistens Faulschlamm- und Kalkablagerungen, deren Fauna und Flora noch wenig untersucht ist, und erst darauf Torfe, in manchen Fällen späterhin Hochmoortorfe.

Ob die ungeheuern Hochmoore des Ems- und Wesergebietes, welche großenteils auf weiten Tal- und Beckensandablagerungen ruhen, schon in der frühesten Postglazialzeit aufzuwachsen begannen, ist noch ungeklärt. Arktische Pflanzenreste sind in ihren untersten Schichten meines Wissens bisher nicht gefunden. Ihre ersten Anfänge, meist bestehend in Flachmooren oder in Übergangsmooren mit einer Föhren- und Birkenvegetation, waren von geringer Ausdehnung im Vergleiche zu den Flächen, welche die spätern Torfbildungen

[1]) Globus 1906. p. 18.

[2]) Monatsberichte der Deutschen Geolog. Gesellschaft 1905. Nr. 2.

überwucherten. Man darf vielleicht annehmen, daß in der frühern Postglazialzeit die Bedingungen für die Entstehung von ausgedehnten Mooren (nicht so sehr von Hochmooren als besonders auch von Flachmooren) auf diesem Gelände weniger günstig waren als in der spätern Zeit. Wir werden zu dieser Annahme durch die Erkenntnis genötigt, daß in jener frühen Zeit das norddeutsche Flachland ein höheres Niveau hatte als gegenwärtig, und daß somit die Grundwasserverhältnisse, welche die Entwicklung gerade der Flachmoore sehr wesentlich regulieren, in weiten Teilen des Landes ganz andere waren als heute. Die weite Verbreitung unterseeischer Torfe an der deutschen (und holländisch-belgischen) Nordseeküste, die Abrasionserscheinungen auf Helgoland und namentlich die tiefe Lage der Basis des Flußalluviums im Mündungsgebiete der Eider, Elbe, Weser und Ems, lassen sich ohne Annahme einer späten Küstensenkung nicht gut erklären. Von der Ostseeküste Ost- und Westpreußens, Pommerns, Mecklenburgs und Holsteins ist durch Berendt, Jentzsch, den Vortragenden, Klose, Geinitz, Friedrich, Weber u. a. eine beträchtliche Senkung (zur Litorinazeit) nachgewiesen. Bei Kiel und Lübeck betrug diese mindestens 20 *m*, vielleicht gar 40 *m*. Von dort bis zur Nordseeküste ist nur eine so geringe Entfernung, daß man nicht annehmen darf, daß diese weitverbreitete Senkung nicht hinübergereicht haben sollte. F. Schucht ist in seiner Arbeit über die Geologie der Wesermarschen zu dem Ergebnisse gekommen, daß die Senkung der Nordseeküste dort ca. 20 *m* betragen haben müsse — das ist fast genau der Minimalbetrag der südbaltischen Litorinasenkung. Aus seiner Bohrung zu Tönning an der Eider habe ich Proben einer Torfschicht aus — 22 *m* kennen gelernt, an denen J. Stoller nur Landpflanzenreste wahrnahm; es scheint sich um einen außerhalb des Meeresbereiches zusammengeschwemmten Torf zu handeln, unter welchem anscheinend alluviale Sande noch bis — 46 *m* liegen. Ganz besonders auffällig ist die Erscheinung, daß das untere Alluvium der Elb- und Weserniederungen fast ausschließlich aus Sand- und Kiesschichten besteht, die z. B. bei Bremen, rund 50 *km* von der Küste entfernt, noch bis ca. 10 bis 12 *m* unter NN (Normal Null) hinabreichen. Erst im obern Alluvium treten Schlickschichten (bei Hamburg anfangs mit mariner Fauna), sowie humose Bildungen auf. Das untere Alluvium dieser Gebiete ist offenbar von rascher fließenden Gewässern zur Zeit einer weit höhern Lage des Landes abgesetzt. Später aber führte eine starke Senkung das Meer landeinwärts, verlangsamte die Strömung der Elbe und Weser und brachte ihren Unterlauf in den Bereich der Flutwelle, welche durch regelmäßigen Wasserstau den Absatz der feinen Schlicktrübe ermöglichte.

Damals mag die Entwässerung des ganzen Flachlandes und die Lage des Grundwasserspiegels bedeutsame Veränderungen erlitten haben, infolge deren die Moorbildung ein rascheres Tempo annehmen konnte.

Man wird also schon bei dieser mehr theoretischen Betrachtung nicht geneigt sein, den nordwestdeutschen Hochmooren ein sonderlich hohes Alter zuzuschreiben, mit Ausnahme der in den allertiefsten Senken ihres Untergrundes gelegenen, sehr beschränkten Flachmoorschichten. Wir können aber von einem sehr mächtigen, räumlich sogar am weitesten ausgedehnten Bestandteile dieser Moore, dem „jüngern Moostorfe", nachweisen, daß er eine überraschend junge Bildung ist. Die Beweisführung stützt sich auf archäologische Funde. Aus den allerdings von naturwissenschaftlichen Laien gelieferten Beschreibungen der römischen Bohlwege im Diepholz-Lohner Moore geht hervor, daß diese Bauten mit einer Ausnahme jetzt etwa $1^1/_2$ bis $2^1/_2$ *m* unter der Oberfläche an der Basis des jüngern Moostorfes, teils anscheinend im „Grenztorfe" (Weber), teils im obern Teile des ältern Moostorfes liegen. Der dortige jüngere Moostorf würde somit erst etwa 1800 Jahre alt sein. Verfasser hat nun im Wittmoore bei Hamburg, von dem bereits durch Frahm ein im jüngern Moostorfe gelegener Bohlweg bekannt gegeben ist, einen neuen Bohlweg aufgefunden, der ebenfalls an der Basis des jüngern Moostorfes liegt. Dieser Bau, außerhalb des ehemaligen römischen Machtbereiches gelegen, ist germanischen Ursprunges,

aber mangels archäologischer Funde nicht datierbar. Unter der Voraussetzung, daß die Webersche Grenztorftheorie richtig ist, würde man ihn nach seiner Lage im Moorprofile ohne weiteres mit den Diepholzer Römerbrücken parallelisieren und in den Beginn der christlichen Zeitrechnung stellen dürfen."

Gletscher und Glazialphysik.

Der Suldenferner. Eine Konferenz ostalpiner Gletscherforscher, die auf Anregung Prof. Finsterwalders am 9. August im Suldenhotel tagte, hat sich dort u. a. auch mit dem Suldenferner beschäftigt und denselben begangen. Aus den Wahrnehmungen und Erörterungen, die bei dieser Gelegenheit stattfanden, hebt Sieger folgendes hervor:[1])

Der Suldenferner zerfällt in fünf Zuflüsse; die beiden seitlichen, der für die Schwankungen meist maßgebende Ortlerzufluß und der „Suldenzufluß" vom Eisseepasse und der Suldenspitze her, sind von dem übrigen Gletscher durch „Inseln" anstehenden Gesteines getrennt. Beide sind durch gewaltige Ufermoränen, jene bei der Schaubachhütte und jene nahe der Baeckmannhütte, gekennzeichnet, die so das eigentliche Sammelbecken begrenzen. Dagegen hat der große Vorstoß von 1818 sehr wenig Moränenmaterial vor der Zunge und insbesondere keine Stirnmoräne zurückgelassen. Die größte Menge der abgelagerten Moränen ist oberhalb der Legerwand abgesetzt. Die bewegte Moräne bleibt fast allenthalben in ziemlichem Abstande von diesen ältern Ablagerungen. Nur nahe dem hintern Grate überschreitet der frische Grundmoränenschutt, der ausapert, gelegentlich ihre Höhe. Die Gletscherzunge ist fast in ihrer ganzen Ausdehnung mit Schutt bedeckt. Die zwischen den einzelnen Gletscherzuflüssen austretenden Innenmoränen bilden Wülste der Gletscheroberfläche, die Zuflüsse selbst erscheinen dazwischen als Einsenkungen. Vom Fuße der beiden „Inseln" gehen zwei besonders deutliche Innenmoränen aus, an welchen das Grundmoränenmaterial reichlich austritt; die Innenmoräne zwischen dem Zuflusse von der Kreilspitze und jenem von der Königswand ist durch ein Spaltensystem sehr gut aufgeschlossen. Auch sonst wurden Innenmoränen vielfach schön beobachtet; das Ausschmelzen hochkant gestellter Gesteinsplatten an der „Naht" zeigte besonders schön der Langenferner. Neben dieser Innenmoräne, welche aus den Untermoränen der sich vereinigenden Gletscherzuflüsse hervorgeht und Mittelmoränen bildet, erscheint vielfach eine andere Art. Sie geht aus dem Schutte hervor, der von der Umrahmung auf das Firnfeld fällt, zum großen Teile aus Lawinenschutt, gelegentlich auch aus den herabstürzenden Untermoränen der steilen Zuflußgletscher. Trümmerschichten legen sich zwischen die Firnschichten, werden mit diesen

---

[1]) Mitt. d. Deutsch. und Österr. Alpenvereins 1906. Nr. 18.

deformiert und schmelzen aus, wo diese zum Abschmelzen kommen. Ihr Auftreten am Ausgehenden der Bänderung machte Crammer als Argument für seine Auffassung geltend, daß die Bänder- oder Blätterstruktur nur die deformierte Schichtung sei. In der Tat wurde vieles für diese Ansicht Sprechende beobachtet. An der linken Flanke des Ortlerzuflusses laufen die Blattflächen parallel dem senkrechten Gehänge, dagegen zeigten die Blätter der Untermoräne an dem Zuflusse von der Payerscharte, die im allgemeinen dem Felsgrunde parallel liegen, an den unregelmäßig geformten Stellen des Untergrundes deutliche Faltungen, Stauchungen und Faltenüberkippungen, wie dies Crammers Anschauung verlangt. Auch der Zusammenhang zwischen dem Austreten dieser Art Moräne und den „Reidschen Kämmen" und die Modifikation ihrer Ablagerung durch die Spaltensysteme wurde beobachtet. Am Ebenwandferner wurde eine Moränenform beobachtet, die einem Gletscher entspricht, dessen Abschmelzen rascher ist als seine Bewegung: das alte Gletscherbett ist ausgekleidet mit einer Moränendecke, in der die einzelnen Gesteinsstücke auf ihrer Breitseite liegen; am Gletscherrande selbst, der in letzter Zeit stationär geworden ist, findet man jedoch das Heraustreten der Untermoräne in Form von hochkant gestellten Platten, auch die Trümmer der Obermoräne sind aufgerichtet und in Reihen parallel zum Gletscherrande angeordnet.

Zeitliche Änderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegungen. Über die von 1899 bis 1904 an 18 Punkten der Hintereisfernerzunge angestellten Geschwindigkeitsmessungen gemäß den Untersuchungen von A. Blümcke und S. Finsterwalder wurde im vorigen Bande des Jahrbuches berichtet.[1]) Die Genannten fanden als endgültige Ergebnisse folgendes:[2])

Es findet ein unerwartet starker Wechsel der Geschwindigkeit in längern wie in kürzern Zeiträumen statt. Die Verschärfung der Beobachtungsmittel ließ keinen stetigern Verlauf der Gletscherbewegung erkennen; vielmehr erscheint diese aus einzelnen Rucken mit vermehrter Geschwindigkeit und darauf folgenden Pausen geringerer Geschwindigkeit zusammengesetzt.

Schwankungen von längerer Dauer, die ein Vorrücken des Gletscherendes zur Folge hatten, sind in der Beobachtungszeit nicht eingetreten, wohl aber solche, die sich in Oberflächenschwankungen schwach widerspiegeln. Die nähere Untersuchung zeigt, daß diese Druckwellen eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit besitzen, welche 20- bis 150 mal größer als die Bewegung des Eises ist.

Bezüglich der jahreszeitlichen Schwankungen ergibt sich, daß nur im untersten Drittel der Gletscherzunge die Sommerbewegung

[1]) Dieses Jahrbuch XVI. p. 284.

[2]) Abhdl. d. Kgl. Bayr. Akad. der Wissensch. Mathem.-phys. Klasse. Bd. **35**.

überwiegt; weiter hinauf aber bis in die Nähe der Firnlinie ist die Winterbewegung größer. Das Verhältnis beider Bewegungen nimmt vom Zungenende gegen das Firnfeld hin regelmäßig ab.

Das Winterwasser der Gletscherbäche. Auf Grund der vom eidgenössischen hydrometrischen Bureau ausgeführten Messungen der Minimalwassermengen schweizerischer Gletscherbäche hat Prof. Dr. H. Heß Untersuchungen angestellt.[1]) Er kommt zu dem Ergebnisse, daß diese Messungen sehr wohl mit der Annahme vereinbar sind, daß die Verschiedenheiten in der winterlichen Wasserführung der Gletscherbäche nur von den Verschiedenheiten in den untern, dem Bache zunächst gelegenen Teilen der Einzugsgebiete herrühren, und daß von den Gletschern selbst kein wesentlich größerer Betrag an Wasser geliefert wird, als der ist, welchen die aus dem Erdinnern stammende Wärme auf der Gletschersohle erzeugt. „Will man," sagt Prof. Heß, „diese Annahme nicht machen, so sind Quellen, die unter dem Gletscher aus dem Felsen treten können und die Verflüssigung von Eis, welche durch die Gletscherbewegung stattfindet, als Ursachen der verschiedenen Wasserlieferung zu betrachten. Damit tritt man aber einerseits aus dem Bereiche der bisherigen Erfahrung heraus, anderseits kommt man zu Resultaten, welche mit den Ergebnissen der schweizer Messungen im Widerspruche stehen. Was insbesondere die Frage anlangt, ob durch die Gletscherbewegung ein Teil des Eisstromes verflüssigt wird, so kann nicht von vornherein geleugnet werden, daß die Möglichkeit eines derartigen Vorganges besteht — wenigstens für gewisse Teile der Gletscherzunge. R. v. Lendenfeld hat in einem Aufsatze: „Über die Abschmelzung der Gletscher im Winter"[2]) berechnet, daß die Bewegungsenergie einer zur Gletscherachse senkrechten Platte des Hintereisferners, welche 1 *m* Dicke und 110 000 *qm* Querschnitt besitzt, für das Jahr 12·10.8 *mkg* ausmacht. Sie wird zunächst zur Formänderung der Platte bei Überwindung der innern und äußern Reibung verwendet, um schließlich in Wärme umgewandelt zu werden. Die äquivalente Wärmemenge würde ausreichen, wie v. Lendenfeld ebenfalls angibt, um an der Sohle der zu 800 *m* Breite angenommenen Platte 50 *mm* Eis wegzuschmelzen, das ist der siebenfache Betrag von dem, was die Erdwärme leisten kann (oder der 20 fache davon, wenn man mit v. Lendenfeld die mittlere Wärmeleitungsfähigkeit des Gesteines zu 0.002 ansetzt, anstatt zu 0.006, wie von Dr. Heß). Ein Bruchteil der durch die innere Reibung produzierten Wärme wird zur Temperaturerhöhung der Eismasse verwendet, welche bei ihrer Abwärtsbewegung unter geringern Druck, also auf höhere Schmelztemperatur kommt. Für weiter abwärts gelegene Profile

[1]) Petermanns Mitteilungen 1906. p. 59.
[2]) Globus 1904. p. 377ff.

der Gletscherzunge würde wegen der größern Abschmelzung an der Oberfläche der zu innerer Schmelzung verfügbare Wärmeanteil kleiner werden. Für höher gelegene Profile würde er wachsen — wenn auch hier gilt, was für die tiefern Teile der Zunge erwiesen ist, nämlich daß die Eismasse durchweg die dem Drucke entsprechende Schmelztemperatur hat. Je näher man aber an den Firn rückt, um so weniger wird diese Bedingung erfüllt sein. Denn die Eismassen, welche von der Firnoberfläche aus tiefer sinken, treten höchstwahrscheinlich mit der mittlern Lufttemperatur ihres ursprünglichen Lagerplatzes in die Gletschermasse ein. Erst im Laufe der Abwärtsbewegung erhalten sie aus dem Vorrate an Bewegungsenergie so viel Wärme, daß allmählich die Schmelztemperatur erreicht wird. An welcher Stelle des Gletschers dies eintritt, ist nicht bekannt. Das Firngebiet stellt also ein Kältereservoir dar, gegen das hin ein beständiger Wärmestrom von der Zunge aus besteht. — Würde man nun voraussetzen, daß in einem gewissen Teile der Gletscherzunge 50 *mm* Eis für das Jahr durch innere Schmelzung verflüssigt werden, und das Wasser dem Gletscherbache zuströmt, so könnte meines Erachtens der dadurch im Winter gelieferte Betrag der sekundlichen Wassermenge höchstens so groß angesetzt werden, daß der angenommene Höchstbetrag von 0.5 Sekundenliter für den Quadratkilometer erreicht würde. Das wäre doppelt soviel, als die Erdwärme produziert, könnte also höchstens aus dem 3.5 ten Teile der von der Erdwärme beeinflußten Gebiete stammen (bei gleichmäßiger Verteilung); denn nach vorhergehender Berechnung würde die innere Schmelzung das siebenfache Wasserquantum wie die Erdwärme liefern. Ob das aber wirklich zutrifft, erscheint, da man von der Wärmeleitung im Eise nicht notwendig abzusehen braucht, sehr fraglich und kann meines Erachtens zurzeit nicht entschieden werden. Würde man den Betrag von 0.5 Sekundenliter für den Quadratkilometer als aus den Gletschern kommend annehmen, so würden sich die Verhältnisse bezüglich des Aletsch- und Riedgletschers im Vergleiche zu den andern durchaus nicht günstiger gestalten. Die Unterschiede im Anteile der Wasserführung aus den eisfreien Geländen würden noch stärker sein, als sie sich bei der Annahme von 0.25 Sekundenliter für den Quadratkilometer herausstellen. Wäre die „innere Schmelzung" wirklich von besonderer Bedeutung, so könnte wohl kaum erwartet werden, daß die stärkst vergletscherten Gebiete die geringsten Winterwasser haben."

Die glazialen Stauseen des Steinetales und des Neißetales hat E. G. Friedrich untersucht.[1]) Seine ausführlichen Darlegungen faßt er zu folgenden Ergebnissen zusammen:

---

[1]) Ztschr. d. Ges. f. Erdkde. in Berlin 1906. Nr. 1. p. 10.

1. Die untern hellen, aus Quadersandstein bestehenden Kiese und Sande der Schotterterrassen im Steinetale sind als Sedimente eines glazialen Stausees aufzufassen.

2. Den obern Abschnitt des Patschkauer Beckens zwischen Wartha und Camenz hat ein postglazialer Stausee eingenommen. Die Terrassen zwischen beiden Orten sind demnach als Seeterrassen zu bezeichnen.

3. Die Stauseen des Neißetales sind ebenso wie die gleichen Bildungen am Rande der deutschen Mittelgebirge durch tektonische Senkungen vorgezeichnet und beruhen vorwiegend auf der Ausräumung reicher tertiärer Ablagerungen durch die Eismassen. Stauerscheinungen treten dann während des Höhepunktes der Vereisung oder beim Rückzuge des Eises auf.

4. Auf ganz abweichenden Vorbedingungen beruhen die glazialen Stauseen im Bereiche der skandinavischen Wasserscheide, sowie in dem Hauptgebiete der Vereisung Nordamerikas und Norddeutschlands.

5. Am ähnlichsten dem Camenzer Stausee sind die ostpreußischen Stauseen, welche jedoch auch ihre Entstehung der Ansammlung der Schmelzwasser zwischen dem Rande des zurückweichenden Eises und den Endmoränen verdanken.

6. Die Entstehungsursache der zentraljämtischen Eisseen ist durch die verschiedene Lage des jeweiligen Randes der Eisscheide gegen die orographische Wasserscheide bedingt, welche der politischen Grenze zwischen Schweden und Norwegen entspricht.

Die Gestalten der Eisberge im arktischen und antarktischen Meere. E. v. Drygalski, der durch seine Forschungsreisen im nördlichen wie im südlichen Eismeere mit den Erscheinungsformen der Eisbildungen der Polargebiete ganz besonders vertraut ist, hat sich in einer Sitzung der Deutschen Physikalischen Gesellschaft zu Berlin näher über diesen Gegenstand verbreitet.[1]) Unterscheidet man zwischen Landeis und Meereis, so tritt ersteres in den Polargebieten heute so in die Erscheinung, wie es in der geologischen Vergangenheit auch die Erdräume der gemäßigten Zonen in großer Ausdehnung überzogen hat. Es bedeckt die weiten Flächen der Polargebiete, strömt auf ihnen in langsamer Bewegung zum Meere, bricht, wo dieses tiefer wird, ab und bildet dann die Eisberge, welche als schwimmendes Landeis weithin verteilt werden.

Über das Strömen des Inlandeises hat die Deutsche Südpolarexpedition im Südpolargebiete ähnliche Messungen angestellt, wie sie aus dem Nordpolargebiete, z. B. aus Grönland, schon vorlagen.

Dabei haben sich manche Unterschiede ergeben, die wesentlich auf den Formen beruhen, mit denen Inlandeis im Meere endigt.

[1]) Berichte der Deutsch. Phys. Ges. in Berlin 1906. Heft 9. p. 162.

„In Grönland,“ betont v. Drygalski, „liegt es über einem von Tälern angeschnittenen Plateau und strömt durch diese Täler ins Meer; im Südpolargebiete schiebt es sich dagegen auf weiten Flächen gleichmäßig ins Meer hinaus, ohne vorherige Einzwängung in verhältnismäßig enge Talformen. Hierdurch entstehen Geschwindigkeitsdifferenzen in den beiden Gebieten; im Südpolargebiete herrschen dort, wo das Inlandeis im Meere endigt, Geschwindigkeiten bis zu 50 *m* in 5 Monaten, also 10 *m* in einem Monate und etwa $^1/_3$ *m* pro Tag, in Grönland dagegen bis zu 18 *m* pro Tag, wobei freilich auch Unterschiede der Mächtigkeit des Eises in Betracht kommen.

Man hat das Strömen der Gletscher vielfach mit dem Strömen eines Flusses verglichen und angenommen, daß die obern Eisschichten über die untern hinweggleiten, aber Drygalski hat schon 1897 hervorgehoben, daß das Umgekehrte der Fall ist, und daß die untern Lagen unter den obern hinwegströmen, wobei die obern von den untern mehr oder weniger passiv mitgenommen werden.

Diese Tatsache ist von ihm so sicher nachgewiesen worden, daß kein Zweifel darüber bestehen kann, und gerade auf der Verschiedenheit der Strömungsintensität beruhen im wesentlichen die verschiedenen Formen derjenigen Teile des Inlandeises, welche sich aus dem Zusammenhange mit ihm gelöst haben, also der Eisberge. „In der Antarktis,“ sagt Drygalski, „wo auf weite Strecken hin gleichmäßige Bodenformen und daher auch gleichmäßige Geschwindigkeiten herrschen, brechen die Eisberge in mächtigen kastenförmigen Gestalten aus dem Zusammenhange mit dem Inlandeise los. Die Tafelform ist die typische Form des antarktischen Eisberges. Im Nordpolargebiete, wo lebhaftere Geschwindigkeiten und Geschwindigkeitsunterschiede herrschen, treffen wir eine stärkere Zerklüftung des strömenden Eises und infolge davon eine größere Unregelmäßigkeit der davon losbrechenden Eisbergformen. Weil es im Süden viel mehr Land gibt, ist die Zahl der Eisberge im Süden größer als im Norden. Aus den Ergebnissen der letzten Südpolarexpeditionen ist mit Sicherheit zu schließen, daß der Südpol von ausgedehnten Landmassen umgeben wird, die alle mit Inlandeismassen überdeckt sind, während das Nordpolargebiet wesentlich ein Meeresraum ist, der nur Inseln umfaßt, unter denen Grönland die größte ist.

Aus den tafelförmigen Eisbergen des Südpolargebietes gehen durch äußere Agenzien verschiedene Umgestaltungen hervor, von denen Drygalski drei nennt. Zunächst die, welche durch das Wälzen oder Kentern der Eisberge entstehen. „Die Tafeln können sich vermöge ihrer regelmäßigen Form lange Zeit in ihrer ursprünglichen Form schwimmend erhalten. Mit der Zeit aber wird ihre Zertrümmerung eingeleitet, namentlich, wenn sie ins offene Meer hinaustreiben, wo die Brandung Kehlen in sie hineingräbt. Bricht dann auf einer Seite ein Stück los, sinkt die entgegengesetzte Seite nieder, und so fort, bis die ganze Eisbergtafel gekentert ist. Immerhin

bleibt aber die Tafelform lange erhalten; neben der aufrecht schwimmenden Tafel findet man sehr häufig die um 90° gedrehten Tafeln und dann bei weiterer Zerstörung kompliziertere Formen. Das Kentern und Wälzen der Eisberge ist im Nordpolargebiete viel häufiger als im Süden, weil die Eisbergformen schon beim Losbrechen unregelmäßiger und auch innerlich weniger homogen sind. Im südlichen Eismeere sieht man kenternde Eisberge verhältnismäßig selten, in der Arktis dagegen fast unablässig, so daß hier verschiedenartigere Formen entstehen."

Besonders charakteristisch ist für das antarktische Gebiet die Umwandlung der Eistafeln in die Form des Blaueises. Diese entsteht da, wo die Eistafeln nicht ins offene Meer hinaustreiben können und lange vor der Küste liegen bleiben. „Sie werden dann durch die heftigen föhnartigen Winde, welche von den Hochflächen des Inlandeises zur Küste herabstürzen, geglättet und durch den treibenden Schnee wie poliert, so daß aus der kantigen Tafel allmählich eine runde Form entsteht, die aber auch eine horizontale Schichtung besitzt, wie die aufrecht schwimmende Tafel, so daß man erkennt, wie sie aus dieser hervorgeht. Dieser Typus des Blaueises begleitet die Südpolarküsten auf weite Strecken hin und entsteht, wo Untiefen die Küsten begleiten, welche das Hinaustreiben der Eisbergtafeln hindern.

Unter dem Einflusse starken Frostes durch Zerbrechen der Eisberge und durch Niederstürzen von Eislawinen, die sich am Fuße der Berge ansammeln, wenn diese in festen Feldern eingeschlossen liegen, entsteht eine dritte Art der Umwandlung zu neuen Eisbergformen. Zwischen die Blöcke dieser Halden wird dann Schnee geweht, gelegentlich auch wohl etwas Wasser, wodurch ein zusammengeschweißtes Haufwerk von Blöcken, eine Eisbreccie, entsteht, die unter Umständen ganze Berge bilden kann, wenn auch naturgemäß nicht so große, wie es die ursprünglichen Tafelformen sind."

Früher glaubte man, daß die Berge des südlichen Eismeeres durch Häufung von Schnee auf Meereisschollen entstehen könnten, allein dies ist nach Drygalski völlig irrig. Der Schnee wird über die Berge hinweggetrieben, und die Eistafeln wachsen nicht mehr in der Höhe, nachdem sie vom Inlandeise abgetrennt sind.

Das Meereis der Polargebiete ist am Salzgehalte meistens nicht mehr zu erkennen, da die salzigen Bestandteile und andere Beimengungen beim Frieren ausgeschieden werden. Sie bleiben zunächst mechanisch im Eise eingeschlossen, werden aber allmählich ausgelaugt, und auf solche Art verlieren die aus Meerwasser entstandenen Schollen allmählich ihren Salzgehalt völlig. Charakteristischer ist nach Drygalski für gefrorenes Meerwasser seine plattige Struktur, die durch den Zusammenschluß kleiner Kristallplättchen, meist in steilen Stellungen zur Gefrierfläche, also zur Wasseroberfläche, zustande kommt, so daß eine junge Meereisdecke sich dann aus solchen

Plättchengruppen zusammensetzt, indessen werde man in ältern Meereisschollen diese Struktur meistens vergeblich suchen, weil nur die erste Anlage der Schollen durch Gefrieren von Meerwasser entstehe, das weitere Wachstum aber durch den Schnee, der auf die Meereisdecke fällt, sie tiefer und tiefer hinabdrücke, auf diese Weise werde sie unten von Wasser durchdrungen und, während das ursprünglich gefrorene Meereis unten sich dabei fortlöst, vereist, so daß schließlich die ganze Scholle aus diesem Schneeeise besteht. So erhalte das Scholleneis dann keine andere Struktur als das Inlandeis, welches ja auch wesentlich aus Schnee entstanden ist, die Gletscher. So bleibe als Charakteristikum für die Meereisschollen wesentlich die Flächenform übrig, die sich im Südpolargebiete auch lange erhalten könne.

Schließlich behandelt Prof. Drygalski die Frage, wie weit es möglich ist, daß ein flaches Meer, das sich auf einem kontinentalen Sockel oberhalb des Abfalles zur Tiefsee befindet, völlig ausfrieren könne. Ein solches Flachmeer (Schelfmeer) umgibt tatsächlich den antarktischen Kontinent südlich vom Indischen Ozeane und wird gegen den Pol hin durch 30 bis 40 *m* hohe Steilränder des antarktischen Inlandeises begrenzt. Dieses bildet darum mächtige Eisberge, die aber zum Teile nicht forttreiben, weil sie auf Bänken des Schelfmeeres festkommen und dort lange liegen bleiben, wodurch dann auch die umgebenden Scholleneisfelder lange Zeit in derselben Lage gehalten werden. Hier wären anscheinend die Bedingungen für eine gänzliche Vereisung eines Meeres gegeben, denn das Wachstum des Meereises könne auf zweierlei Weise erfolgen, durch Weitergefrieren und durch Auflagerung von Schnee. Beide Arten haben aber, wie Drygalski betont, bestimmte Grenzen, indem gerade dort, wo die lange festliegenden Meereisfelder sind, die Schneeauflagerung beschränkt ist, weil heftige föhnartige Winde in der nähern Umgebung der Küste ihr entgegenwirken.

Ebenso sei aber auch das Wachstum nach unten durch Weitergefrieren begrenzt, wie man an anderer Stelle schon daraus ersehen könne, daß durch Schneeauflagerung oben wachsende Schollen unten verlieren. Ferner hätten direkte Schmelzversuche mit abgewogenen Eiswürfeln ergeben, daß in dem gleichmäßig auf den Gefrierpunkt des dortigen Meerwassers (— 1.85°) abgekühlten Schelfmeere (von etwa 400 *m* Tiefe) der Schmelzprozeß in der Nähe der Oberfläche fast gleich Null war, nach der Tiefe zu aber schnell zunahm. Bei der gleichmäßigen Temperatur der verschiedenen Tiefen dürfte dieses mit der Erniedrigung des Schmelzpunktes durch den Druck des Wassers zusammenhängen. Kompliziert werde der Vorgang allerdings dadurch, daß auch das Eis selbst zusammengedrückt wird, und daß dadurch wieder eine Verlangsamung der Auflösung in der Tiefe statthat.

Die Auseisung eines flachen Meeres durch Wachstum des Meereises von oben oder unten werde also nicht eintreten, aber es sei

eine Auseisung bis zu gewissem Grade durch Bergeisstauungen möglich, wenn sich die abgebrochenen Enden des Inlandeises an Untiefen packen.

Die Mächtigkeit der Eisbedeckung in der Glazialzeit wird von den europäischen Geologen bis zu 5000 Fuß angenommen. Diese Schätzungen sind nach E. H. L. Schwarz[1]) erheblich zu groß. Klautzsch stimmt ihm hierin bei.[2]) Er weist auf die Beobachtungen an der heutigen Inlandeisdecke Grönlands durch Nansen und v. Drygalski wie im Südpolargebiete durch Scott hin, wonach durchschnittlich das beobachtete Maximum der Eisdicke bis zu 1600 Fuß reicht. „Auch die Temperaturmessungen v. Drygalskis am großen Karajakgletscher ergeben, daß die Temperatur von Graden unter 0° an der Oberfläche nach der Tiefe zu allmählich ansteigt. Unter dem Drucke einer Eismasse, mächtiger als 1600 Fuß, würde also schon aus physikalischen Gründen der Schmelzpunkt des Eises erreicht sein, so daß eine solche mächtige Eisdecke also gar nicht existieren kann. Die Landoberfläche unter der Eisdecke ist nach übereinstimmenden Beobachtungen in Grönland wie in der Antarktis fast eben, und auch die vor der Stirn der Gletscher einsetzende Erosion zeigt, daß die entstandenen Täler von der Küste aus nur wenig landeinwärts reichen, so daß also der Grund für Nansens Annahme einer mächtigern Eisdecke, nämlich daß bei ähnlicher Konfiguration Grönlands wie Skandinavien die Täler 5000 bis 6000 Fuß hoch von Eis erfüllt sein müßten, nicht gilt.

Über 1600 Fuß starkes Eis könnte nur existieren, falls an der Erdoberfläche unter der Eisdecke eine Temperatur herrscht, die unter dem Schmelzpunkte des Eises liegt; dann müßte man aber, abgesehen von der dem Erdinnern entströmenden Wärme, die doch von dem Eise völlig absorbiert wird, da die Eisdecke die Erdoberfläche gegen Ausstrahlung nach oben hin schützt.

Schließlich trägt auch eine Beobachtung Scotts am Ferrargletscher dazu bei, die große scheinbare Mächtigkeit der einstigen Eisdecke zu erklären, wie sie durch die Schrammungen und Abhoblungen an den Talwänden in Erscheinung tritt. Danach muß dort das Eis einst 3000 bis 4000 Fuß höher gewesen sein, als heutzutage. Es muß also damals das Klima milder gewesen sein, da es für kalte Luft physikalisch unmöglich ist, mehr Feuchtigkeit zu enthalten, um den Gletschern eine erhöhte Zufuhr geben zu können. Bei dem mildern Klima konnte das Eis leichter schmelzen, wie wir auch jetzt bei antarktischen Gletschern Ströme fließenden Wassers aus ihnen heraustreten sehen. Die Erosion mußte also in den Gletschertälern während der Hauptvereisung eine stärkere sein, so daß die Täler

[1]) Geological Magazine 1906. p. 120.
[2]) Naturwissensch. Rundsch. 1906. p. 318.

sehr schnell vertieft wurden. Wurde das Klima kälter und die Gletscher infolge des Mangels an Zufuhr aus ihrem Nährgebiete kleiner, so vermochten die abfließenden Wasser nicht mehr das ganze Tal zu erfüllen, sondern gruben sich entweder neue engere Betten oder benutzten die einst durch subglaziale Ströme geschaffenen schmalen Rinnen. Auf diese Weise lassen sich, schließt Klautzsch, ungezwungen die in Europa und Amerika beobachteten Eismarken, 3000 bis 4000 Fuß über den Talböden, erklären, ohne daß man eine so gewaltige Eishöhe anzunehmen braucht.

Zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland und speziell in Pommern stellt W. Deecke Betrachtungen an.[1]) Was die Mächtigkeit der Eisbedeckung anbelangt, so glaubt er, daß dieselbe 1000 *m* nicht zu übersteigen brauchte, da es sich um eine plastische Masse handle, die durch den Druck randlich ausweicht, solange es geht, und bis sich ihr innerer Druck ausgeglichen hat. „Es breitet sich daher selbst auf ebenem Boden aus und kann nur nicht höher ansteigen, als es der Druck, der durch innere Reibung vermindert wird, bedingt. Deshalb sind aber nur wenige hundert Meter über 560 *m* erforderlich, um den Gletscher bis in die Sudeten hineinzupressen. Somit ist das Mindestmaß durch obige Zahl angedeutet, die völlig genügen würde, um in der Tiefebene alles unter Eis zu setzen."

„Die norwegische Rinne ist über 500 *m* tief und innerhalb dieser Tiefenlinie 50 bis 100 *km* breit. Ein weniger mächtiges Eis konnte sie nicht überschreiten. Rechnen wir des Auftriebes wegen ein Siebentel zu und etwa 600 *m* Tiefe, so kommen wir für die Hauptvereisung, die über diese Furche hinwegging, auf ca. 700 *m* Minimum und für das letzte Inlandeis auf 500 *m* Maximum. In Skagerakwinkel steigt heute die Rinne sogar auf 800 *m*; eine bevorzugte Tiefe wird diese Stelle stets gewesen sein, und so erklärt sich das Fehlen der Moränenscharung in Jütland ungezwungen. Lag Norwegen etwas tiefer, so verschieben sich die abgeleiteten Zahlen um höchstens 200 *m*."

Im übrigen zeigt Deecke durch eine Überschlagsrechnung, daß die deutschen Teile des Inlandeises wirklich nur Ausläufer darstellen, die je nach der Mächtigkeit des hinterliegenden Inlandeises bedeutenden Schwankungen ausgesetzt sein mußten. Einheitliche Vereisung des skandinavischen Nordens schließt demgemäß Interglazialperioden bei uns keineswegs aus, aber umgekehrt seien diese als Erscheinungen des Randes nicht zu überschätzen.

Der heutige Standpunkt der Forschungen über die Eiszeit wurde von Prof. Geinitz sehr eingehend dargestellt.[2]) Die große Gletscherentwicklung, die man mit dem Namen der Eiszeit bezeichnet, fällt

---

[1]) Ztschr. d. Deutschen Geolog. Gesellsch. 1906. **58.** 1. Heft. p. 3.
[2]) Geinitz, Die Eiszeit. Braunschweig 1906.

in die auf die Tertiärzeit folgende Quartärepoche, die man in die Unterabteilungen Diluvium und Alluvium, letztere in die Gegenwart führend, einteilt. Zerfällt das Tertiär in die vier Abteilungen Eocän, Oligocän, Miocän und Pliocän, so kann man die Quartärformation als pleistocän bezeichnen. Der erste, welcher auf die große Vereisung in der Quartärzeit hinwies, war der ältere Agassiz. Er glaubte sogar eine Zeitlang, annehmen zu müssen, daß der ganze Erdball selbst bis in die äquatoriale Region des heutigen Brasiliens hin, damals mit Eis bedeckt gewesen sei, eine Meinung, die er mit Recht später selbst aufgegeben hat, und von der im Ernste heute nicht mehr die Rede sein kann. Was in dieser Beziehung wirklich erwiesen oder doch höchst wahrscheinlich gemacht ist, besteht darin, daß in Europa Skandinavien und Finnland von einer gewaltigen Gletschermasse bedeckt waren, die sich südwärts bis ins Herz von Deutschland und südöstlich bis nach Rußland hinein ausbreitete. Ein zweites Gletschergebiet bildete Großbritannien, während die Nordsee, soweit sie damals schon existierte, mit Packeis erfüllt war, ähnlich wie heute der Smythsund in Nordamerika. Die Alpen bildeten ein drittes ausgedehntes und selbständiges Gletschergebiet, und daneben waren die Pyrenäen, das französische Mittelgebirge, der Schwarzwald und die Vogesen, Tatra, Karpathen und der Kaukasus vergletschert. Die bei weitem umfangreichste diluviale Vergletscherung zeigte Nordamerika. Nach Geinitz verlief die südliche Grenze der Maximalausdehnung des dortigen Inlandeises von Long Island durch das nördliche New Jersey, weiter im Bogen durch Pennsylvanien über Ohio und Indiana, um nördlich vom Zusammenflusse des Ohio und Mississippi den südlichsten Punkt zu erreichen (39° nördl. Breite), von da aus nach Nordwest etwa längs des Mississippi und weiter nach dem Ursprungsgebiete des Saskatschewan. Von Interesse ist ein großes, eisfreies Gebiet innerhalb dieser gezogenen Grenze im Staate Wisconsin.

In Südamerika sind auch in der heißen Zone Gletscherspuren gefunden, des weitern waren Chile, Patagonien und Feuerland von riesigen Eismassen bedeckt.

Grönland, Island, Neusibirien und ebenso die Antarktis zeigen gleichfalls Spuren einstiger größerer Gletscherausdehnung.

In Australien und Neuseeland hat man ebenfalls weitgehnde Vergletscherung nachgewiesen.

Dagegen ist Asien (abgesehen vom Himalaya) und Afrika auffällig arm an quartären Glazialerscheinungen.

Geinitz tritt dafür ein, daß die quartäre Eiszeit nicht die einzige während der Vergangenheit der Erde gewesen ist, sondern ähnliche Erscheinungen am Ende der Steinkohlenzeit und vielleicht noch in einer andern Periode eingetreten seien; indessen sind die Unterlagen für diese Annahmen immerhin nicht ganz sicher. Daß vor der Eiszeit eine merklich andere Landverteilung als heute stattfand, ist dagegen

sehr wahrscheinlich; besonders nimmt man eine Landverbindung von Europa über Island nach Grönland hin an, so daß also damals Europa und Nordamerika etwa unter dem nördlichen Polarkreise zusammenhingen. Damit war also für die nördliche Erdhälfte eine ähnliche Landkonfiguration gegeben, wie sie heute für die südliche Hemisphäre besteht, und bezeichnenderweise steckt diese gegenwärtig noch in einer Art Eiszeit, von der niemand bestimmt sagen kann, ob sie ihr Maximum schon erreicht hat oder erst finden wird.

Eine wichtige und in gewissem Sinne die wichtigste Frage ist die nach der Ursache der Eiszeit, und Geinitz wendet ihr zunächst seine Aufmerksamkeit zu. Die allgemeinste Annahme geht dahin, daß die Eiszeit mit einem kältern Klima zusammenfalle, und viele meinen, daß eine Erniedrigung der mittlern Jahrestemperatur um 4° hinreichen würde, die große Vergletscherung zu erklären. Solche klimatische Änderungen sind in der Tat nicht abzustreiten; die Frage ist nur, ob sie als Ursachen oder als Folgen des Glazialphänomens aufzufassen sind. Geinitz hat im Jahre 1905 in einer größern Abhandlung: „Wesen und Ursache der Eiszeit", seine Ansicht dahin ausgesprochen, daß am Schlusse der Tertiärzeit die oben angedeutete veränderte Landkonfiguration meteorologische Verhältnisse bedingte, welche den heutigen im großen und ganzen zwar ähnelten, von ihnen aber insofern verschieden waren, als die Zugstraßen der barometrischen Minima gegenüber den heutigen wahrscheinlich derart verschoben waren, daß diejenige von Nordamerika etwas südlicher verlief und in Europa neben Zugstraße I eine der heutigen Zugstraße V analoge, nur etwas nach Süden verschobene, vorherrschte. Dadurch wurden nördlich jener Hauptzugsstraßen reichlichere Niederschläge und kühleres Wetter verursacht, während südlich davon reichliche Niederschläge eine sogenannte Pluvialperiode bedingten. Diese Theorie der Eiszeitentstehung ist die einzige zurzeit überhaupt ernstlich diskutable, allein sie ist keineswegs zuerst von Prof. Geinitz aufgestellt worden, sondern schon 26 Jahre früher von Klein in der Gaea.[1]) Die Ausführungen von Geinitz bestehen auch nur in einer ziemlich allgemein gehaltenen kurzen Darlegung, bei der er ein Hauptgewicht auf die Verteilung der atmosphärischen Minima und Zyklonenstraßen legt[2]) und sich begnügt, zu sagen: „In den paläometeorologischen Verhältnissen sehe ich Ursache und Wesen unserer quartären Eiszeit." In Wirklichkeit ist das keine Erklärung, sondern nur eine Wiedergabe der Tatsachen in andern Worten, es fragt sich aber, wodurch jene andern meteorologischen Verhältnisse bedingt waren.

In der erwähnten Abhandlung von Klein aus dem Jahre 1868 wird dagegen gar nicht von den hypothetischen Zyklonenbahnen während der Eiszeit gesprochen, sondern rechnerisch nachgewiesen,

---

[1]) Gaea 1868. 4. p. 401—411.
[2]) Vgl. Gaea 1905, S. 451, 452.

welchen erwärmenden Einfluß der heutige Golfstrom auf die europäischen Gestade ausübt, im Gegensatze zu der kalten Strömung, die an der amerikanischen Ostküste in gleicher Breite die mittlere Monatstemperatur im Maximum bis zu 22° R. unter jene in Norwegen herabdrückt.

Was die Zeitdauer anbelangt, um welche die Eiszeit zurückliegt, so betont Prof. Geinitz mit Recht, daß in dieser Beziehung sichere Zahlenwerte nicht ermittelt werden konnten, aber die Anschauung sich mehr und mehr Bahn bricht, daß Eiszeit und Nacheiszeit nur kurz (im geologischen Sinne kurz!) waren. Die Angaben von 100 000 Jahren seit der Eiszeit sind ganz unbegründet, vielleicht sind seitdem keine 20 000 Jahre verflossen, aber auch diese Zahl ist ziemlich willkürlich.

Zu den Bildungen, die unter Mitwirkung des Eises und seiner Schmelzwasser zustande gekommen sind, und die als glaziale und fluvioglaziale bezeichnet werden, gehören in erster Linie die Moränen mit ihrem unregelmäßig gelagerten Schuttmateriale, ihren geschrammten Geschieben, ihren großen Findlingen, ferner die Schotter- und Kies- oder Tonschichten der vor dem Gletscherende sich ausdehnenden Beschüttungsflächen, weiter die im Untergrunde des Eises gebildeten Schliffe oder Stauchungen des Bodens, die Riesenkessel der Gletschermühlen u. a. m. Auch ein Teil der Bodenumformungen wird vielfach auf die Erosionswirkung des Eises bezogen. Das Studium der heutigen Gletscher, sowie des grönländischen und auch des antarktischen Inlandeises hat unsere Kenntnis über diese Verhältnisse reichlich gefördert.

Von den Ländern, die zur Glazialzeit mit Eis überdeckt waren, gehörte in Europa in erster Linie das skandinavisch-russisch-norddeutsche Gebiet. Diese Inlandeisbedeckung hatte ihren Ausgang von zwei Zentren, Skandinavien und Schottland, und Geinitz glaubt, daß selbst bei der größten Ausdehnung des Eises dieses nicht zwischen beiden Zentren eine einzige kompakte Masse bildete, sondern beide nur durch schwimmende Packeismassen miteinander in Verbindung standen. Die vermehrten Niederschläge verursachten in den skandinavischen Bergen eine Senkung der Schneegrenze gegen 1000 *m* unter ihre gegenwärtige Lage herab. Die Gletscher breiteten sich mehr aus und reichten tiefer in die Täler hinab; andere vordem unter der Schneegrenze gelegene Stellen bedeckten sich mit ewigem Schnee und bildeten den Ausgang für die sich immer mehr vergrößernden Gletscher. Zu Anfang konnten die Gletscher den Tälern folgen, aber allmählich mußten sie immer mächtiger, das Firnfeld immer größer werden, bis endlich das Firnfeld und die Gletscher zusammenflossen in das zusammenhängende „Inlandeis". Die Bewegung dieser Eismasse wurde bestimmt, wie die des fließenden Wassers durch die Bodenneigung. Geringere Erhebungen unter dem Landeise hatten wegen dessen Mächtigkeit keinen oder nur lokalen Einfluß auf die Bewegung der Eismasse. Wenn auch das Eis in seiner Gesamtheit unabhängig von dem Relief des Bodens fortschritt, so war doch seine untere Schicht durchaus abhängig davon, so daß diese Schicht sich wohl auch in einer von der obern Eismasse ganz abweichenden Richtung bewegen konnte. Am Schlusse der Eiszeit nahm das Inlandeis an Mächtigkeit ab und löste sich wieder in einzelne, mehr von den Terrainformen abhängige Eisströme oder Gletscher auf.

In einem spätern Stadium erfolgte eine größere Eisansammlung östlich der heutigen Wasserscheide, so daß die „Eisscheide" nicht mehr mit der Wasserscheide zusammenfiel; dabei wurde die Bewegung des Eises hier unabhängig von den Reliefformen und erfolgte im Hochgebirgsgebiete sogar zum Teile entgegen der Bodenneigung. „Vielleicht," sagt Geinitz, „war der Grund dieser

Erscheinung ein reichlicherer Niederschlag östlich der gegenwärtigen Wasserscheide Skandinaviens.

Die Bewegung in dem Landeise ging von der „Eisscheide", d. i. von dem skandinavischen „fjellen" und seiner Umgebung strahlenförmig nach verschiedenen Richtungen aus. Das Eis schob sich nach Norden in das Eismeer, nach Osten, Südosten und über die baltische Senke und Finland weit nach Rußland hinein bis in das Herz von Deutschland, nach Südwesten über Dänemark, in die Nordseegegend bis Holland.

Mächtige Packeismassen bildeten sich zur Eiszeit in dem arktischen und atlantischen Meere. Dieses Packeis reichte bis zum norwegischen Meere und versperrte so dem Landeise seinen natürlichen Abweg. Daher mußte das norwegische Eis seinen Weg über die Shetlandsinseln nehmen, dort das schottische Eis eigentümlich ablenkend; in ähnlicher Weise wurde durch Absperrung des Eismeeres die große Ausbreitung des Landeises in südöstlicher Richtung nach Rußland ermöglicht. Eine noch erhöhte Widerstandsfähigkeit der nordwestlichen Packeismassen zwang dann in der Haupteiszeit den sogenannten ältern baltischen Eisstrom, nunmehr eine südliche Ausbreitung zu nehmen.

Die speziellen Verhältnisse der Moränenablagerungen und der Fluvioglazialbildungen in Skandinavien, Finland, Rußland, Dänemark und Norddeutschland werden von Prof. Geinitz sehr klar und eingehend dargestellt. Die mannigfachen Ablagerungen der Eisszeit treten in sehr verschiedener gegenseitiger Lagerungsform auf, ein bunter Wechsel erscheint hier, eine gewisse Eintönigkeit dort; Leithorizonte wie in den ältern Formationen fehlen, dagegen finden sich an den verschiedensten Stellen organische Reste, Tiere und Pflanzen, zum Teile in wohlausgeprägten Schichten, die zu ihrer Bildung eine geraume Zeit beansprucht haben, und deren klimatische Befunde auffällig sind.

Die Ansichten, wie die Gesamtheit der Tatsachen im Rahmen der Glazialzeit unterzubringen sei, haben dazu geführt, mehrere durch Epochen größerer Wärme voneinander getrennte Eiszeiten anzunehmen. Die gegenwärtig am meisten herrschende Ansicht ist, daß es drei Eiszeiten mit kaltem Klima gegeben habe, mit je einer wärmern Zwischenzeit (erstes und zweites Interglazial), in denen ein Klima wie das gegenwärtige herrschte, zum Teile sogar noch etwas milder. In diesen langen Interglazialzeiten müßten die Gletscher weggeschmolzen und mindestens bis auf die heutigen Verhältnisse zusammengeschrumpft sein. Demgegenüber hält Prof. Geinitz an der Einheitlichkeit der Eiszeit fest.

„Die Eiszeit," sagt er, „trat infolge der oben skizzierten meteorologischen Verhältnisse ein, Schritt für Schritt vermehrten sich die Gletscher in den verschiedenen Gebirgszentren und drangen bis an ihre äußerste Grenze vor, Schritt für Schritt wichen sie alsdann wieder zurück. Daß hierbei wiederholt Schwankungen, Oszillationen, vorkommen mußten, ist wohl verständlich. Manche Stadien des Vor- und Rückganges werden längere Zeit festgelegen haben (wir erinnern an das Rückzugsstadium der sogenannten baltischen Endmoräne), und so fand ein wiederholter wechselnder Kampf zwischen Vordringen des Eises und Abschmelzung statt. Daß die einzelnen größern oder kleinern Gletscher, ehe sie zu dem Landeis verschmolzen, und nachdem sie sich von demselben wieder ablösten, zuweilen auch eisfreie Gebiete mit ihrer Fauna und Flora umschließen konnten, ist eine durch Beobachtung der driftless area in England und Nordamerika gestützte Vermutung.

So konnten vielfach Verhältnisse vom Charakter der „Interglazialprofile" entstehen. Niveauschwankungen zu verschiedenen Epochen komplizierten die äußern Bedingungen.

Wir können also für die einzelnen Gebiete gar wohl einzelne Phasen der Eiszeitgeschichte unterscheiden, müssen aber dabei vermeiden, die Beobachtungen des einen Gebietes auf andere verallgemeinernd zu übertragen;

analog gegliederte quartäre Ablagerungen in verschiedenen Gegenden sind nicht synchronisch. Dies erschwert freilich die Gliederung, wie wir sie aus ältern Formationen gewohnt sind."

Schon während der Eisbedeckung waren Schmelzwasser tätig und brachten aus dem Moränenmateriale Schlämmprodukte zum Absatze, dies mußte aber in großartigem Maße eintreten, als das Eis infolge zunehmender Schmelzung abnahm und sich zurückzog. „Das Schmelzwasser des Eises hat einen ganz hervorragenden Anteil an der Entwicklung der Oberflächengestaltung genommen. Die Umformung des Geländes ist nach dem oben Gesagten somit geologisch gleich alt mit den letzten Grundmoränen-, Endmoränen-, Sand- und Talbildungen.

Das Abschmelzen der enormen Eismassen lieferte ganz ungeheure Mengen von Wasser; die mannigfachen Wirkungen dieser Wassermassen sind so in die Augen fallend, daß gerade sie dem Diluvium, unserm „Schwemmlande", das Gepräge aufzudrücken scheinen. Man muß sich vorstellen, daß das ganze von dem schwindenden Eise bedeckte oder schon von ihm verlassene Gelände gewissermaßen plötzlich unter Wasser gesetzt wurde, und daß hier Stromschnellen und Wasserfälle eine gewaltige Arbeit der Ausstrudelung, Abtragung und Zerfurchung leisteten.

Der Tätigkeit der Schmelzwässer verdanken sowohl die weiten, meist von tiefen Alluvialmassen erfüllten Flußtäler und viele Seen, welche Überreste solcher Ströme sind, als auch zahlreiche der isolierten oder durch spätere kleinere Abflüsse entwässerten Seen, Teiche, Sümpfe, Moore, Kessel und Sölle ihren Ursprung.

Berendt erkannte, daß am Rande des immer weiter nach Norden zurückweichenden Eises durch dessen Schmelzwässer die mächtigen sogenannten „Urstromtäler" entstanden sind, deren Lauf in O—W- bzw. OSO—WNW-Richtung durch die Talanteile der heutigen Ströme, sowie die verbindenden Niederungen deutlich erkennbar ist. Sie sind nacheinander von Süd nach Nord entstanden, so daß das südlichste, das „Berlin-Hannoversche oder Breslau-Magdeburger Tal" das älteste ist; ihm folgen das „Glogau-Baruther", das „Warschau-Berliner" und endlich das „Thorn-Eberswalder Tal". Sie hatten ihren Abfluß zuerst vielleicht durch das untere Wesertal, später durch das untere Elbtal. Außer diesen südlich des baltischen Höhenrückens verlaufenden Tälern entwickelte sich ein fünfter, nördlich des Rückens vor dem Innenrande der baltischen Endmoränen verlaufender Urstrom, der „baltische Urstrom", dessen Lauf heute zum größten Teile von der Ostsee verhüllt wird."

Die zahlreichen Seen Norddeutschlands, deren Existenz in enger Beziehung zur Eiszeit steht, teilt Geinitz ein in Erosionsseen' Grundmoränenseen, Stauseen, Rinnen- oder Flußseen, Falten- oder Muldenseen, Gletschererosionsseen, Einsturzseen und Strandseen. Torfmoore bezeichnen den Ort früherer Seen und Gewässer. Eingehend beschäftigt sich Geinitz mit den postglazialen Niveauschwankungen, welche im wesentlichen in Senkungen der nordeuropäischen Küstengebiete bestanden, doch kommen auch Hebungen vor. Er geht genauer auf die einzelnen Befunde ein, die Deutung der verschiedenen Wahrnehmungen ist aber stets problematisch, was bei dem fragmentarischen Charakter und der Vereinzelung der Beobachtungen nicht auffallen kann. Die Schlußfolgerungen lauten meist auf wiederholte Senkungen und auch auf Ansteigen des Landes; im ganzen dürfte man aber mit der Hypothese eines durch Abschmelzen oder Vergrößerung der Gletscherbedeckung entstandenen veränderlichen Niveaustandes der umgebenden Meere auch auskommen, um so mehr als niemand weiß, welche von diesen mit dem Ozeane zusammenhingen und welche nicht. Vor den oft recht gekünstelten Schlüssen aus lokalen Ablagerungen, die bei geologischen Forschern ziemlich beliebt sind, muß ernstlich gewarnt werden.

Das Glazial Großbritanniens wird von Geinitz sehr eingehend behandelt. „Diese Glazialbildungen (die sogenannte „Drift") gingen von den schottischen und nordenglischen Hochgebirgen aus und bildeten eine selbständige Er-

scheinung, die erst später teilweise mit der skandinavischen in Berührung trat.

In Schottland besitzt der Geschiebemergel, till, eine große Verbreitung. Er ist auch hier (besonders in den niedrigen Landesteilen) ein fester, zäher, stark zusammengepreßter steiniger Ton; häufig wird er aber auch sandiger, oder er bildet eine grobe Zusammenhäufung eckiger und halbeckiger Steine mit einer groberdigen Grundmasse. Einlagerung von Sand- oder Tonnestern oder lagenweise Anordnung der Blöcke bilden bisweilen eine Art rohe Schichtung.

Die Heimat der Geschiebe sind die schottischen Berge, und zwar mehr oder weniger lokalisiert. Auch als „Lokalmoräne" ist der till bisweilen ausgebildet, und öfters zeigt der Geschiebelehm in seiner Natur wie in Färbung und Geschiebeführung eine lokale Abhängigkeit von dem Untergrunde.

Die fächerförmige Verbreitung von Leitblöcken in England läßt deutlich den Weg der großen Eisströme erkennen; Bonney hat vier Zentren für die Verbreitung dieser Geschiebe nachgewiesen: 1. Kirkcudbrightshire (Granite), 2. Lake District (Felsite und Granit), 3. Wasdale Crag (Shapgranit) und 4. Arenig (Felsit).

In Zentralengland lagen zwei eisfreie Gebiete inmitten der Eisdecke; die Yorkshire Moors und die Derbyshire Berge; während die nördliche Penninkette unter Eis lag, ragten die südlichen höhern Berge als Nunatakr über das Eis heraus. In diesen Gebieten findet man die scharfen Verwitterungsformen der subaerischen Erosion."

Geikie nimmt drei Eiszeiten Großbritanniens an, indessen hat Prof. Geinitz gewiß recht, wenn er die lokalen Vereisungen nur als Stillstandsphasen in dem allgemeinen Rückgange der großen Vergletscherung ansieht. In der Spät- und Postglazialzeit herrschte auf den britischen Inseln eine arktische Flora vor, wie mehrfache Funde erwiesen haben.

„In vielen Mooren, auch auf den Inseln und an andern Orten, wo jetzt keine Waldbäume wachsen, finden sich zuunterst Reste von Waldbäumen (neben denen der heutigen Flora besonders Eiche und Fichte). Der Wald war also ausgedehnter als heute, die Inseln waren mit dem Lande verbunden. Bisweilen hat man drei Horizonte von Baumresten gefunden. Häufig finden sich auch Moore und Waldreste unter dem Meeresspiegel."

Das Glazialphänomen der Alpen ist durch zahlreiche Arbeiten, vor allem durch die grundlegenden Studien von Venetz, Agassiz, Charpentier, Desor gründlich erforscht worden und findet in dem großen Werke von Penck und Brückner: „Die Alpen im Eiszeitalter", eine erschöpfende Darstellung. Geinitz stellt alles Wichtigere in vortrefflicher Weise zusammen.

„Die alpine Vergletscherung," sagt er einleitend, „läßt sich auf die heutigen Ursprungsgebiete zurückverfolgen, daneben existierten aber auch weitere Gletscherzentren in heute eisfreien Bergteilen; in den Alpen zeigt sich besonders deutlich, daß das quartäre Glazialphänomen nichts anderes als eine mächtige Vergrößerung der gegenwärtigen Verhältnisse gewesen ist.

Die Eisströme waren abhängig von der Gestaltung der Teile des Gebirges, aus denen sie hervorgingen; die Größe und Art ihrer Entwicklung bedingten die Verschiedenheiten in dem Aufbaue der einzelnen Gletschergebiete.

Weit ins Vorland drangen die Einzelgletscher des alpinen „Eisstromnetzes" und vereinigten sich hier zum Teile zu zusammenhängender Eisdecke der „Vorlandvergletscherung", in welcher aber stets noch die ursprünglichen Gletscher nachweisbar sind. Den klimatischen Verhältnissen entsprechend, war das Vordringen auf der Südseite geringer als auf der Nordseite des Gebirges, und hier wieder im Osten (wegen den geringern Höhen der Gletscherzentren und der trocknern Luft) geringer als im Westen. Im Westen finden wir auch die größten Dimensionen der erratischen Blöcke.

Vordringen, sowie Abschmelzen fand nicht kontinuierlich statt, sondern es machten sich hierbei Ruhe- oder Stillstandsphasen bemerkbar.

Dies hat Veranlassung zu einer speziellen Gliederung gegeben, die besonders den Arbeiten von A. Penck zu danken ist. Penck glaubte früher drei, später (1899) sogar vier getrennte Eiszeiten nachweisen zu können.

Auch der langsame Rückzug der eiszeitlichen Vergletscherung war durch zahlreiche Hälte und neue Vorstöße unterbrochen; diese „Stadien" waren von viel kürzerer Dauer als die einzelnen Vergletscherungen. Penck unterscheidet drei solcher Stadien des erneuten Vorrückens, mit zwischenliegenden Zeiten größern Rückzuges, sogenannte Schwankungen, und meint, daß sich die drei Stadien durch die Abstände ihrer Schneegrenzen um je 300 *m* unterscheiden: die des Bühlstadiums lag 200 bis 300 *m* über der Würmzeit, die des Gschnitzstadiums weitere 300 bis 400, die des Daunstadiums wieder 200 bis 300 *m* und die heutige noch 300 bis 400 *m* höher. In der Achenschwankung lag die Schneegrenze etwa so hoch wie später im Gschnitzstadium. Später hat Frech noch ein viertes Stadium, das Tribulaunstadium, eingeführt, welches aber von Brückner verworfen wird."

Das weite Land zwischen der nordischen und der alpinen Vergletscherung stand natürlich unter der Einwirkung beider. „Mächtige Kiesablagerungen, Kalktuffbildungen, großartige Erosionserscheinungen entsprechen in der Tat jener „Diluvialzeit", und auch das Vorhandensein von Gletschern ist in den höhern Gebirgen nachgewiesen, die in innigem Zusammenhange mit Schottersedimenten stehen. Außerdem finden wir hier die Höhlenablagerungen von ihren tierischen und menschlichen Überresten. Ferner liegt hier, außerhalb der Gebirge, das Gebiet des Löß, einer hochinteressanten, weit verbreiteten Ablagerung, welche die Fruchtbarkeit des Geländes wesentlich bedingt.

In jenen eisfreien Gebieten drängte sich die Tier- und Pflanzenwelt zusammen, und suchte sich der Mensch seine Wohnplätze. Wechsel zwischen Aufschüttung und Erosion, mit Terrassenbildungen der Täler u. a. m., Wechsel in den Pflanzenwanderungen mit ihren verschiedenen Klimabedingungen werden gern mit dem Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten parallelisiert und je nach der Auffassung des betreffenden Autors mit mehr oder weniger großer Bestimmtheit einem angenommenen Schema eingegliedert."

In manchen heutigen Flußtälern erkennt man in den begleitenden Höhenzügen die Spuren alter Terrassen, so in Thüringen und am Rhein zwischen dem Neuwieder Becken und der Bonn-Kölner Bucht. Geinitz glaubt, letztere mit ehemaligen Landerhebungen in Verbindung bringen zu müssen, in Wirklichkeit sind, wie Laspeyres nachgewiesen, die Ablagerungen beiderseits des heutigen Rheinbettes infolge von Aufstauung des Wassers durch die nordischen Gletscher entstanden. Ähnliche Stauungen werden auch in andern Flußtälern stattgefunden haben, und man braucht dafür die ominösen „Hebungen" nicht in Anspruch zu nehmen. Was die Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge anbelangt, so muß nach Prof. Steinman angenommen werden, daß im Schwarzwalde individualisierte Gletscherströme sich bis zum Ausgange der größern Täler herabsenkten, auch die Vogesen waren vergletschert, ebenso das Hardtgebirge, der Odenwald und Spessart, Frankenwald und Thüringerwald, endlich der Harz. Von letzterm sind aber merkwürdigerweise nur Spuren von kleinern Vergletscherungen nachgewiesen, während man a priori annehmen sollte, daß der Harz eine gewaltige Gletschermasse um sich versammelt haben müßte. Im Riesengebirge reichte die Schneegrenze zur Eiszeit bis 1150 *m* Meereshöhe herab, und zur Zeit der großen Ausdehnung der Gletscher waren dort (nach Partsch) 84.3 *qkm* von Eis und Firn bedeckt.

Bezüglich der Eiszeitgletscher im übrigen Europa gibt Geinitz sorgfältige Zusammenstellungen. Hiernach waren die Pyrenäen vergletschert (am meisten auf der Nordseite) und in den sogenannten Zirken haben wir alte Gletscherbetten zu sehen. Die Hohe Tatra war stark vergletschert, weniger die übrigen Karpathen, bei denen nur die bedeutendsten Erhebungen kleine Gletscher trugen, in den transsylvanischen Alpen sind bis jetzt nur Spuren ehemaliger Vergletscherung gefunden worden. Die Balkanhalbinsel trug dagegen zur

Eiszeit an vielen Stellen Gletscher, und der Kaukasus war ebenfalls, besonders auf der nördlichen Seite, stark vergletschert.

Wie ausgedehnt aber immer die Eisbedeckung des nördlichen Europa war, so schrumpft ihre Größe doch sehr zusammen neben der gleichzeitigen Eisbedeckung Nordamerikas. Nach Upham war damals das ganze britische Nordamerika und der nördliche Teil der Vereinigten Staaten von Eis bedeckt, dessen südlichste Grenze an die Mündung des heutigen Ohio in den Mississippi verlegt wird. „Auch für Nordamerika ist es zweifellos, daß zu Anfang der Eiszeit eine große Anzahl von Einzelgletschern existierte, die sich späterhin zu einem zusammenhängenden Inlandeise vereinigten, um am Ende sich wieder einzeln aufzulösen. Die selbständige Bewegung der einzelnen Teile der Eisdecke ist an dem Verlaufe der Endmoränen zu erkennen, sowie in dem merkwürdigen Vorhandensein der sogenannten driftless area, einem mehrere hundert Quadratmeilen (engl.) großes Gebiet im südwestlichen Wisconsin, Illinois, Iowa und Minnesota, welches niemals von dem Landeise bedeckt war, und hinter welchem sich trotzdem die Eisströme wieder zusammenschlossen, um noch über 300 Meilen weit sich zu erstrecken.

Von der Küste von Maine reicht das Eis zur Zeit der größten Ausbreitung in den Atlantischen Ozean hinaus, seine Endmoränen liegen tief am Meeresboden. Ob die ungeheuren Eisfelder des nördlichen Amerika zu einem Ganzen vereinigt waren oder getrennt blieben, ist zurzeit nicht ausgemacht. Die Felsengebirge trugen damals große Gletscher, doch kam es dort nicht zu einer allgemeinen Vereisung; größer waren die Gletscher der Sierra Nevada und des Kaskadengebirges entwickelt. Die Boden- und Bewässerungsverhältnisse zur Zeit des Gletscherrückzuges sind besonders für den östlichen Teil der Union durch zahlreiche Detailuntersuchungen ziemlich genau ermittelt worden. Besonders kam es damals zur Bildung ungeheurer Seen infolge Aufdämmung der Flußwasser durch Eisbarrieren, auch sonst bildeten sich während der Rückzugsperiode der Gletscher (Camplain-Periode) gewaltige Seebecken, so der Agassiz-See in Minnesota und Manitoba, dessen Oberfläche auf 100 000 (engl.) Quadratmeilen geschätzt wird. Bezeichnenderweise war auch in Nordamerika mit dem Schmelzen des Eises ein Sinken des Landes verbunden, wahrscheinlich nur scheinbar, indem das Meeresniveau stieg. Auch bezüglich der nordamerikanischen Eiszeit sind die Ansichten verschieden, ob es sich um eine einheitliche Erscheinung oder um mehrere, durch mildere Zwischenzeiten getrennte Glazialperioden handelt. Wright nimmt nur eine Eiszeit an, Chamberlin dagegen drei. Was die Ursache dieser Eiszeit anbelangt, so sind darüber die Ansichten ebenso verschieden wie in Europa; man neigt dort aber dazu, der Eiszeit kein sehr hohes Alter und keine sehr lange Dauer beizulegen. „Die vergletscherten Gebiete tragen ein viel jüngeres Gepräge als die nicht vereist gewesenen, die Wasserfälle sind jung, die Schluchten enger und weniger tief als in den nicht vereist gewesenen Gebieten, die Felsen weniger intensiv verwittert, die Seen und Kessel noch wenig von Sedimenten erfüllt; endlich ist auch die Tatsache, daß Fauna und Flora der Eiszeit (einschließlich Mensch) dieselbe wie die heutige ist, gegen eine zu lange Dauer der Zeiten anzuführen. So ist z B. das Alter des Niagarafalles, bzw. der Niagaraschlucht zwischen Queenston und dem heutigen Falle früher übertrieben geschätzt worden; Desor nahm an, das Rückwärtsschreiten erfolge um 1 Fuß im Jahrhunderte, und kam dabei zu dem Alter von 3 500 000 Jahren, Lyell kam nur auf den zehnten Teil dieser Zeit, 35 000, aber neuerlich hat sich ergeben, daß nur 7000 bis 10 000 Jahre dazu nötig waren; das gleiche ergaben Beobachtungen an den Fällen von St. Anthony bei Minneapolis."

Ernstliche Bedenken können wohl kaum gegen die Annahme erhoben werden, daß die Landverbindung, welche die nordeuropäische Eiszeit verursachte, auch die nordamerikanische hervorrief, und was Skandinavien damals für Europa bedeutete, war Grönland für Nordamerika.

Die Beobachtungen über quartäre Vergletscherungen in Asien und Afrika

sind zu fragmentarisch, um darauf Schlüsse von allgemeiner Bedeutung zu gründen, sicher ist dagegen, daß ein großer Teil Südamerikas, bis zum 37° südl. Breite hin vergletschert war, und ebenso hatten Australien und Neuseeland gewaltige quartäre Gletscher. Man sollte aber vorsichtig sein und diese alte Vergletscherung nicht ohne weiteres mit der nordischen Eiszeit in unmittelbare Verbindung bringen, weit wahrscheinlicher gehören sie einer antarktischen Eiszeit an, deren Reste wir heute noch in den ungeheuren Gletschern des südpolaren Kontinentes erblicken.

Die Lufthülle im allgemeinen.

Ein neues in der Atmosphäre enthaltenes Gas. Im Jahre 1903 wies E. C. C. Baly darauf hin, daß nach seinen Messungen die zweiten Krypton- und Xenonspektren 37 Linien von gleicher Intensität gemeinsam haben. Er sprach die Vermutung aus, daß diese Linien vielleicht einem schwerern Gase derselben Gruppe angehören, das in den beiden genannten als „Verunreinigung" enthalten sei. Diese Bemerkung gab Dr. Rudolf Schmidt Veranlassung zu einer Untersuchung, in deren Verlauf sich allerdings die Vermutung Balys in der von ihm angedeuteten Beziehung nicht bestätigte, die aber zu dem Ergebnis führte, daß das Xenon kein elementares Gas, sondern ein Gemisch mehrerer Gase ist; eine dieser Komponenten konnte abgeschieden und ein Teil ihres ultravioletten Spektrums bestimmt werden. Die Untersuchung ist noch nicht nach allen Richtungen hin als abgeschlossen zu betrachten; da sie aber infolge äußerer Gründe augenblicklich eine Unterbrechung erfahren mußte, so hat R. Schmidt die bis jetzt gewonnenen Resultate in Kürze mitgeteilt.[1])

Es ergab sich, daß der größere Teil der Linien mit solchen identisch ist, die von Baly dem Xenon zugeschrieben werden. „Der wesentliche Unterschied," bemerkt R. Schmidt, „besteht zunächst darin, daß Baly in demselben Bezirke etwa 500 Linien mißt, davon 92 mit Intensitäten höher als 3! Man könnte einwenden, daß die Spektren auf beiden Platten etwa infolge nicht genügender Belichtungsdauer lichtschwächer seien, als die Balyschen Aufnahmen, und daher nicht alle Linien enthalten. Dagegen spricht erstens, daß Linien von geringer Intensität auftreten, die mit Balys Xenonlinien von ebenso geringer Intensität identisch sind, während alle von Baly als die intensivsten bezeichneten Linien fehlen, und zweitens wurden in Aufnahmen des Kryptonspektrums, die unter völlig den gleichen Bedingungen wie bei den oben beschriebenen Aufnahmen (Druck, elektrische Größen, Belichtungsdauer) gemacht wurden, alle Kryptonlinien, die Baly angibt, gefunden. Weiter aber ist bemerkenswert, daß Linien, welchen Baly geringe Intensitäten (sogar < 1) zuschreibt, auf den beiden Platten die größte Intensität haben. Berücksichtigt

---

[1]) Vhdlgn. d. Dtsch. Phys. Ges. 1906. Nr. 14.

man schließlich, daß eine Anzahl der Linien mit den Linien keines der in Frage kommenden Elemente identifiziert werden konnten, so ist wohl der Schluß nicht von der Hand zu weisen, daß wir das Spektrum eines bisher unbekannten Gases von wahrscheinlich hohem Atomgewichte vor uns haben. Diese Tatsache involviert dann weiter den Schluß, daß das Xenon kein elementares Gas, sondern ein Gemisch mehrerer Gase ist; die Frage, aus wieviel Komponenten es besteht, ist einstweilen noch offen. Denn die bisher untersuchten Fraktionen zeigen nur einen Teil der übrigen Xenonlinien; eine große Anzahl der von Baly gegebenen Linien konnte überhaupt noch auf keiner Platte gefunden werden. Aufschluß wird wahrscheinlich die Untersuchung aller bei den einzelnen Fraktionen aufgefangenen Gasreste bringen."

Über die Herkunft der Ionen in der Atmosphäre hat Prof. F. Exner Untersuchungen angestellt.[1]) Auf Grund der Bestimmungen des Gehaltes der Atmosphäre an radioaktiver Emanation weist er nach, daß dieser Gehalt hinreicht, um die tatsächlich vorhandene Ionisierung der Freiluft zu erzeugen; man kann also im Gehalte der Atmosphäre an radioaktiver Emanation den maßgebenden Ionisator derselben erblicken. Es wird nun die Frage diskutiert, auf welchem Wege diese radioaktive Emanation in die Atmosphäre gelangt. Nach Berücksichtigung der meisten diesbezüglichen Abhandlungen anderer Autoren, kommt Verfasser zu dem Schlusse, daß einerseits die Luftdruckschwankungen die zeitliche Verschiedenheit des Emanationsgehaltes der Luft an einem bestimmten Orte befriedigend zu erklären vermögen, anderseits aber der Diffusion eine nicht unwesentliche Rolle in diesem Falle zukommt.

Lufttemperatur.

Über Strahlungsnormalen und Mittellinien der Temperatur macht Prof. v. Bezold weitere Mitteilungen.[2]) Vor mehrern Jahren hat derselbe darauf hingewiesen, daß es zweckmäßig ist, bei Zusammenstellung von Mittelwerten für ganze Breitenkreise nicht die Breitengrade selbst, sondern deren Sinusse als Argument zu wählen, da alsdann zwischen zwei aufeinanderfolgenden Zahlen gleiche Flächenstücke liegen, und diese Zahlen somit bei der Bildung von Gesamtmitteln ohne weiteres mit dem richtigen Gewichte in Rechnung gebracht werden.

---

[1]) Sitzungsber. d. Akad. der Wissensch. in Wien 1905. Nr. 16. Chemiker-Zeitung, Cöthen, p. 1250.

[2]) Meteorolog. Ztschr., Hann-Band 1906. p. 276.

Diesen Gedanken hat er später weiter ausgeführt und auch noch auf Luftdruck, Bewölkung und Niederschläge ausgedehnt.

In der zweiten der Abhandlungen hat er unter anderm darauf aufmerksam gemacht, daß es mit Hilfe von Tabellen oder von graphischen Darstellungen, die unter den oben genannten Gesichtspunkten entworfen sind, nicht schwer ist, jene Parallelkreise zu finden, an denen sowohl im Jahre, als auch in einzelnen Monaten oder Tagen der diesen Kreisen zukommende Mittelwert gerade jenem der ganzen Erde gleichkommt. Durch Ziehen dieser Kreise, bzw. deren Projektionen bekommt man eine sehr anschauliche Vorstellung von den betreffenden Mittelwerten für die ganze Erdoberfläche. Er hat sie deshalb, sofern es sich um die Sonnenstrahlung handelt, als „Strahlungsnormalen“, für die Temperatur aber als „Mittellinien der Temperatur“ bezeichnet, da für die Temperatur das Wort „Normalen“ bereits in anderm Sinne gebräuchlich ist. Diese Linien sind demnach die Trennungslinien zwischen jenen Teilen der Erde, an welchen die Strahlungssummen, bzw. die Temperaturen höher sind, als das Mittel für die ganze Erde von jenen, an denen sie tiefer sind. Die betreffenden Linien selbst können alsdann als Repräsentanten für die ganze Erde gelten.

Anknüpfend an seine frühern Arbeiten hat Prof. v. Bezold seine Untersuchungen jetzt erweitert und kommt zu folgenden Ergebnissen:

Rund um die ganze Erde zieht sich im Jahresmittel in den Frühjahrs- und Herbstmonaten eine Zone, die mehr als den Durchschnitt der Sonnenstrahlung erhält.

Dieser Ring reicht im Jahresmittel von 37° 9′ S bis 37° 9′ N und bedeckt demnach 0.604 oder rund 60% der ganzen Erdoberfläche.

Er wandert mit ziemlich gleichbleibender Fläche von dem Äquinoktium nach der Sommerhalbkugel hin und verliert bei der Annäherung an das Solstitium seine polare Grenzlinie, die polare Normale, gänzlich indem er sich in eine den Äquator einschließende Kugelschale verwandelt. Ähnliche Verhältnisse bestehen hinsichtlich der Temperaturen. Ein Ring mit übernormaler Temperatur umgibt den äquatorialen Teil der ganzen Erde.

Auch diese Zone umfaßt ähnlich wie jene der übernormalen Strahlung sechs Zehntel oder 60% der Erdoberfläche. Sie ist jedoch etwas nordwärts verschoben und reicht von 35° S bis 38° N, also etwa von der Breite von Buenos-Aires bis zu jener von Athen.

Diese Zone mit Mitteltemperaturen von mehr als 15.0° — immer von jenen ganzen Parallelen gesprochen — verschiebt sich südwärts im Winter der Nordhalbkugel und zieht sich zugleich zusammen, so daß sie nur $57^1/_2$% der Erdoberfläche umspannt. Ihre Begrenzungen lassen sich ungefähr durch die Breiten von Kairo und von Valdivia charakterisieren.

Ganz anders im Juli; da zeigt sich die Zone mit höherer Temperatur als 15.0° bedeutend verbreitert, und zwar besonders nach

der polaren Seite, so daß sie $67^1/_2$% der Erdoberfläche umfaßt. Sie reicht in diesem Monate von 31° S, d. h. etwa von der Breite von Valparaiso bis zu 57° N, d. h. bis zu jener von Riga.

„Die Mittellinie von 15.0° stößt demnach im wärmsten Monate der Nordhalbkugel um volle 15 Breitengrade weiter polwärts vor als jene auf der südlichen Halbkugel, die noch dazu in ihrem Sommer das Perihel durchschreitet. Diese höchst merkwürdige Erscheinung läßt sich wohl nur durch die gewaltige Vergletscherung der Antarktis erklären.

Zum Schlusse weist er noch besonders darauf hin, daß die Zonen mit übernormaler Strahlung und mit übernormaler Temperatur im Jahresdurchschnitte beinahe genau durch dieselben Parallelkreise begrenzt werden, d. h. daß die Strahlungsnormalen im Jahre und die Mittellinien der Jahrestemperatur beinahe zusammenfallen, wie es nach den 1901 von ihm aufgestellten empirischen Formeln nicht anders zu erwarten war.

Dies legt den nicht ohne weiteres zwingenden Gedanken nahe, daß jene Teile der Erde, an denen die Einstrahlung unter den Wert von 300 Äquatorialtagen herabsinkt, der $^4/_{10}$ oder $^2/_5$ der Erdoberfläche ausmacht, überwiegend der Ausstrahlung dient, und daß dementsprechend die Wärmeabgabe sich auf einen erheblich kleinern Teil der Erdoberfläche konzentriert als die Einstrahlung, und diese demnach, auf gleiche Flächen bezogen, viel intensiver sein muß. Auch darf wohl daran erinnert werden, daß die Breite von $\pm$ 37° jenen ziemlich nahe liegt, an denen der Luftdruck Maximalwerte erreicht, und der Passatkreislauf von jenem der höhern Breiten abgelöst wird. Endlich sind dies auch jene Breiten, über welche die Zentren der elektrischen Wirbel hinziehen, welche die tägliche Periode des Erdmagnetismus bedingen."

Die tägliche solare Wärmestrahlung auf einer in beliebiger Breite festgegebenen Flächeneinheit ist auf theoretischer Grundlage in strenger Weise von Dr. F. Hopfner bestimmt worden.[1]) Er kommt dabei zu folgenden allgemeinen Schlüssen:

Für den Äquator. Für Flächeneinheiten, in deren mittlern Mittag die mittlere Sonnenlänge die Werte 0°, 90°, 180°, 270° annimmt, verläuft die tägliche Strahlungskurve symmetrisch in bezug auf die Ordinate für den mittlern Mittag, d. h. die tägliche solare Strahlung ist in diesen Bahnpunkten am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittlern Stundenwinkel gleich intensiv. Für alle übrigen Längen L_0 ist die tägliche solare Strahlung am Vor- und Nachmittage nicht gleich intensiv bei gleichem mittlern Stundenwinkel, und zwar erhält die Flächeneinheit für alle mittlern Sonnenlängen im I. (Sonnenlängen 0 bis 90°) und III. (Sonnenlängen 180 bis 270°) Quadranten am Vormittage mehr Wärme als am Nachmittage, da-

[1]) Meteorolog. Zeitschr. 1906. p. 396.

gegen im II. (Sonnenlängen 90 bis 180°) und IV. Sonnenlängen 270 bis 360°) Quadranten am Nachmittage mehr als am Vormittage.

Für beliebige Breiten φ. Für Flächeneinheiten aller Breiten beider Hemisphären, deren mittlere Länge in ihrem mittlern Mittage 90°, bzw. 270° beträgt, ist die tägliche solare Strahlung am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittlern Stundenwinkel gleich groß. Für die folgenden Sätze ist ein Unterschied zu machen zwischen den Polhöhen, welche die Bedingung $\varphi < \varepsilon$ und jenen, welche die Bedingung $\varphi \geqq \varepsilon$ erfüllen. Hier bezeichnet ε die Schiefe der Ekliptik.

Im erstern Falle ist die solare Strahlung noch gleich am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittlern Stundenwinkel auf Flächeneinheiten, für welche die Sonnendeklination in ihrem mittlern Mittage gleich ist ihrer Polhöhe. Außerhalb dieser Bahnpunkte ist die solare Strahlung am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittlern Stundenwinkel ungleich. Und zwar ist sie für Breiten der Nordhemisphäre für alle Längen in IV, und in I für gewisse Längen, am Nachmittage größer als am Vormittage; für gewisse Längen in I, am Vormittage größer als am Nachmittage; in II für gewisse Längen am Nachmittage größer als am Vormittage; dagegen in II für gewisse Längen und in III überhaupt für jede Länge am Vormittage größer als am Nachmittage. Für die Breiten der südlichen Hemisphäre ergeben sich analoge Sätze. Auf Flächeneinheiten von der Polhöhe $\varphi \geqq \varepsilon$ ist die solare Strahlung für alle Sonnenlängen, ausgenommen die Längen 90° und 270°, am Vor- und Nachmittage bei gleichem mittlern Stundenwinkel nicht gleich groß. Und zwar erhalten Flächeneinheiten der nördlichen Hemisphäre in IV und I am Nachmittage mehr Wärme zugestrahlt als am Vormittage, die der südlichen Halbkugel umgekehrt am Vormittage mehr als am Nachmittage; in den Quadranten II und III aber erhalten Flächeneinheiten der nördlichen Halbkugel am Vormittage mehr Wärme als am Nachmittage, die der südlichen Halbkugel dagegen am Nachmittage mehr als am Vormittage.

Der tägliche Gang der Temperatur in der äußern Tropenzone ist von J. Hann untersucht worden, der die erhaltenen Ergebnisse der Wiener Akademie vorlegte.[1])

Diese Abhandlung schließt sich nach Inhalt und Form an eine frühere Abhandlung des Verfassers an, die den täglichen Gang der Temperatur in der innern Tropenzone bis zu etwa 15° Nord- und Südbreite zum Gegenstande hatte. In der vorliegenden Arbeit wird die äußere Tropenzone bis zum Wendekreise (mit einigen Überschreitungen dieser Grenze) behandelt, und zwar vorerst nur das amerikanische und afrikanische Tropengebiet. Für das indisch-

[1]) Anzeiger der Wiener Akad. 1906. Nr. 24.

australische Tropengebiet hofft der Verfasser noch einiges Beobachtungsmaterial zu erhalten, das gegenwärtig noch nicht zugänglich ist.

Die in der vorliegenden Abhandlung bearbeiteten Reihen stündlicher Temperaturaufzeichnungen, welche gestatteten, den täglichen Gang in den einzelnen Monaten darstellen zu können, sind: Habana, Puerto Principe (Cuba), Santiago de Cuba, San Juan (Portorico), Kingston (Jamaika), Bridgetown (Barbados), Port of Spain (Trinidad), Mexico, Rio de Janeiro, Amparo (Sao Paulo), Sao Paulo, Iguape (Sao Paulo), Asuncion (Paraguay), Curityba (Parana), Cordoba und Fisherton (Rosario) in Argentinien, Kairo, Djeddah, Aden, Tananariva Mauritius, Windhuk (Deutsch-Südwestafrika) und Kimberley (Kapland). Von einigen kürzern Reihen werden nur die Jahresmittel des täglichen Temperaturganges mitgeteilt. Die Abhandlung zerfällt in zwei Teile, einen allgemeinen, welcher die Tabellen des täglichen Temperaturganges in Form von Abweichungen der Stundenmittel von dem Tagesmittel enthält, sowie die berechneten Korrektionen der Mittel gewisser Kombinationen von Terminbeobachtungen auf wahre 24 stündige Mittel und die allgemeine Diskussion der Ergebnisse, und einen zweiten spezieller Teile, der auf die einzelnen Stationen kritisch eingeht und Tabellen der periodischen und aperiodischen Amplituden und der Phasenzeiten des täglichen Temperaturganges enthält, in ihrem Zusammenhange mit den Mitteln der Bewölkung, der Dauer des Sonnenscheines, der Regenmenge und Zahl der Regentage.

Der mittlere Eintritt des Temperaturminimums ist an allen Stationen in den Tropen (Berggipfel und Berghänge ausgenommen) sehr nahe der gleiche und fällt auf $5^1/_2{}^h$ morgens rund, an den Küsten wie im Inlande (15 Orte in Österreich [45/50° N] geben dafür 5.7^h vormittags, also ein wenig später).

Der Eintritt des Temperaturmaximums ist natürlich viel mehr verschieden. An den Küsten und an den regenreichen Orten tritt das Maximum meist schon bald nach Mittag ein, besonders in der Nähe des Äquators; an den Inlandstationen und an den trockenen Stationen erst um 2^h oder selbst nach $2^1/_2{}^h$ p. An den westindischen Küstenorten z. B. (sieben an der Zahl) tritt das Temperaturmaximum um 0.70^h, d. i. 42 Minuten nach Mittag ein, etwas landeinwärts auf Kuba aber (Puerto Principe) um 1.6^h p., fast eine Stunde später, in der Stadt Mexico erst um 2.8^h (also fast 3^h p.).

Die Gegensätze zwischen trockenen und nassen Orten in der Nähe des Äquators zeigen folgende Stationen: Kwai, Tosamaganga, San José, Alhajuela, Quito, Bismarckberg gaben 0.5^h p. als Eintrittszeit des Maximums, dagegen Boroma, Timbuktu und Quixeramotim 3.3^h p. (15 Orte in Österreich nach Valentin gaben 2.60^h p.).

Der Eintritt des Tagesmittels der Temperatur verspätet sich mit der Entfernung vom Äquator; 27 Stationen der innern Tropenzone geben 8.43^h a., 20 in der äußern Tropenzone 8.66^h a. (15 Orte in

Österreich 9.45h a.). Dasselbe zeigt sich in bezug auf den Eintritt des Tagesmaximums am Abende: innere Tropenzone 6.9h p., äußere 7.6h p. (15 Orte in Österreich 8.1h p.).

Der Einfluß der heitern und trüben Tage auf den täglichen Gang und auf die Korrektionen auf wahre Mittel wird gleichfalls behandelt, sowie auch noch andere Verhältnisse.

Die Beeinflussung der Lufttemperatur durch kleine Seen wurde von James L. Bartlett an den Temperaturverhältnissen von Madison untersucht.[1])

Madison (Wisc.) liegt zwischen zwei größern Seen und in der Nähe verschiedener kleinerer, so daß innerhalb eines Radius von 10 *km* ungefähr ein Drittel der Oberfläche Wasser ist. Die Verhältnisse boten Gelegenheit, zu untersuchen, ob ein Einfluß der Seen auf die Lufttemperatur bemerkbar ist. Die Beobachtungen in Madison wurden zu diesem Zwecke mit den von vier andern Stationen verglichen, die ziemlich symmetrisch in Abständen von etwa 80 *km* um Madison liegen, und zwar wurden, nach Anbringung der notwendigen Reduktionen, die Monatswerte der Temperatur, der täglichen Maxima und Minima, sowie der Amplitude untersucht.

Die Mitteltemperaturen Madisons sind Ende des Winters etwa 0.6° zu niedrig, Ende des Sommers bis zu 0.6° zu hoch. Die Seen verzögern also den Temperaturanstieg im Frühlinge und die Abkühlung im Herbste; endlich ist ihr Einfluß auf Verminderung der Nachtfröste auffallend. In Madison tritt der letzte Frühjahrsfrost etwa drei Wochen früher ein als an den umliegenden Stationen. Ferner sind in Madison die monatlichen Temperaturmaxima fast immer zu niedrig, die Minima zu hoch. Im August ist das Minimum 2° höher, die tägliche Amplitude 3.5° niedriger als an den übrigen Stationen. Dies hängt mit dem großen Wasserdampfgehalte der Luft über den alsdann stark erwärmten Seen zusammen. Im Winter sind die Unterschiede sehr gering, da die Seen im Januar und Februar meist mit einer dicken Eisschicht bedeckt sind.

Die Temperaturumkehr in der Höhe zu Pawlowsk. Seit 1904 werden in Pawlowsk, so oft der Wind es gestattet, Drachenaufstiege veranstaltet, um die physischen Zustände der höhern Luftschichten zu erforschen. Über die Temperaturinversionen, welche auf diese Weise 1904 festgestellt wurden, macht Rykatchew Mitteilungen.[2]) Bei 289 Aufstiegen wurden 127 mal solche Inversionen konstatiert, deren Verteilung auf die Monate Maxima im Frühlinge und Herbste, Minima im Sommer und Winter zeigt. Im März fanden die Umkehrungen fast regelmäßig statt. Bezüglich der Höhe der Inversions-

---

[1]) Monthly Weather Review **33**. p. 147.
[2]) Meteorolog. Ztschr. Hann-Band **1906**. p. 174.

schichten ergab die Zusammenstellung, daß die Inversionsschicht in jeder Jahreszeit am Vormittage höher liegt als am Nachmittage; im Mittel ist sie fast zweimal so groß am Morgen als am Abende. Im Durchschnitte aller Beobachtungen ist die Höhe der Umkehrschicht im Sommer mehr als zweimal so groß als im Winter.

Von 38 abends beobachteten Umkehrungen haben 24 bereits an der Erdoberfläche begonnen, während unter 88 am Morgen beobachteten nur 7 dieser Fälle vorkommen. Dies spricht dafür, daß die meisten Temperaturumkehrungen des Abends von dem täglichen Gange der Temperatur an der Erdoberfläche herrühren, d. h. von ihrer Temperaturabnahme am Abende. Damit stimmt auch die Tatsache, daß von 31 Fällen, in denen die Umkehr bereits am Boden anfing, 24 auf den Abend und 7 auf den Morgen fallen, und unter den erstern 22 Fälle schneller Abkühlung beobachtet sind, in denen das Temperaturmaximum sich in geringer Höhe, im Mittel 153 *m* über der Erde, befand. Unterscheidet man die Abendbeobachtungen zwischen 5 und $7^1/_2{}^h$ und die später ausgeführten, so findet sich das Temperaturmaximum zwischen 5 und $7^1/_2{}^h$ in 122 *m* und in den spätern Stunden in 184 *m* Höhe; die erwärmte Schicht scheint also in dieser Tageszeit in die Höhe zu steigen. Gleichzeitige Beobachtungen, die im August 1905 um 9^h abends in $3^1/_2$ *m* und in 44 *m* an 20 Tagen gemacht sind, haben gleichfalls oben höhere Temperaturen ergeben als unten, nur einmal, und zwar bei bewölktem Himmel am Tage, war es oben 0,2° kälter als unten. Die Inversion um 9^h p. ist somit eine allgemeine Regel, wenigstens für die Tage, wenn der Himmel nicht ganz bedeckt ist.

Von den Inversionen, die nicht am Boden unmittelbar beginnen, hat Rykatchew diejenigen untersucht, welche große und schnelle Änderungen der Temperatur und der Feuchtigkeit aufweisen. Ihre Zahl war 1904 nur gering, weshalb Beobachtungen anderer Jahre zugezogen wurden. Die bedeutenden Inversionen kamen fast ausschließlich während der kalten Jahreszeit vor. Die kalte untere und warme obere Luftschicht waren nicht notwendig durch Wolken getrennt. Die großen Inversionen kamen meist in Antizyklonengebieten vor, und in vielen Fällen konnte festgestellt werden, daß die Inversion von der hohen Temperatur der Gegend herrührt, aus welcher der Wind weht, oder davon, daß der untere Wind aus einer kältern Gegend strömt. Interessant sind besonders die Fälle, in denen starke Inversion am Tage erst in einer größern Höhe angetroffen wird und abends bereits an der Erdoberfläche beginnt; oder auch die, in welchen man die Inversion in die Höhe steigen sieht.

Die periodischen Temperaturschwankungen bei Föhn und ihr Zusammenhang mit stehenden Luftwellen sind von A. Defant untersucht worden.[1])

[1]) Anzeiger der K. K. Akad. d. Wiss. in Wien 1905. Nr. 11.

In dieser Arbeit werden jene schon von Ficker in der Abhandlung „Innsbrucker Föhnstudien. I“ erwähnten kurzen Temperaturwellen, welche vor Föhndurchbruch oder während der Dauer von Föhnpausen in Innsbruck auftreten, näher untersucht.

Es ergab sich dabei:

1. Sie treten auf, wenn die untern Schichten des Tales mit kalter stagnierender Luft erfüllt sind, während in der Höhe die warme Südströmung herrscht. In den zehn Jahren von 1896 bis 1905, während welcher ein großer Thermograph Richard in Innsbruck funktionierte, kam diese Erscheinung durchschnittlich 13.4 mal im Jahre vor, wobei während eines Falles durchschnittlich 33.4 Wellen auftraten.

2. Bei diesen Temperaturwellen haben je zwei aufeinanderfolgende Temperaturmaxima einen ungleichen Zeitabstand, von drei Minuten bis zu etwa einer Stunde. Ordnet man die Wellen nach diesem Abstande der Maxima in Gruppen, so zeigt sich, daß übereinstimmend in allen zehn Jahren drei bestimmte Perioden bedeutend vorwiegen, 14.0, 24.5, und 41.5 Minuten.

3. Auch auf graphischem Wege läßt sich zeigen, daß die Temperaturwellen durch Superposition dreier Wellen von 14.0, 24.5 und 41.5 Minuten Schwingungsdauer entstehen.

4. Die Temperaturwellen sind jedenfalls auf wellenförmige Bewegungen der Luft im Inntale zurückzuführen.

5. Aus dem Auftreten bestimmter Wellenlängen läßt sich schließen, daß diese wellenförmigen Bewegungen der Luft nicht durch Helmholtzsche Luftwogen entstehen (dann müßte ihre Wellenlänge variabel sein), sondern durch stehende Luftwellen: eine Grundschwingung mit ihren Obertönen. Es gibt somit ein Analogon zu den Seiches, welche insbesondere Forel am Genfer See beobachtet hat, auch in den Kaltluftseen der Alpentäler.

6. Die Temperaturschwankungen in Innsbruck sind vermutlich auf Seiches der kalten Luftschichten im Unterinntale zurückzuführen, und sie entstehen wahrscheinlich so, daß bei dem periodischen Auf- und Abschwanken der kalten Luft und dem damit verbundenen periodischen Wechsel im Druckgefälle längs des Talbodens das eine Mal die warme Föhnströmung, das andere Mal die kalte Talluft die Oberhand bekommt.

Luftdruck.

Grundzüge einer Theorie der synoptischen Luftdruckveränderungen veröffentlicht Dr. Felix M. Exner.[1]) Er geht dabei von der (sehr bestreitbaren) Ansicht aus, daß die Veränderung der Luftdruckverteilung zu einem bestimmten Zeitpunkte und an einem bestimmten

[1]) Sitzungsber. d. K. K. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse 1906. 115. Abt. IIa.

Orte ganz oder wesentlich von der nächsten Umgebung desselben abhängig ist. Daher erscheine es wahrscheinlich, daß ein Studium der Luftdruckveränderungen innerhalb sehr kurzer Zeitintervalle zur Kenntnis der Gesetze führe, nach welchen sie geschehen, nicht aber ein solches für längere Zeiträume, wie z. B. einen Tag. Die synoptischen Wetterkarten werden aber nur für alle 12 oder 24 Stunden gezeichnet und sind daher zu solchem Studium meist nicht geeignet. Die Faktoren von Einfluß: Luftdruck, Temperatur und Wind (von Feuchtigkeit abgesehen), verändern sich zu einem Zeitpunkte aus der eben vorliegenden Situation heraus und verändern bis zum nächsten Zeitpunkte diese Situation selbst; aus der so veränderten Situation wachsen wieder neue Veränderungen heraus usw., so daß am Ende eines längern Zeitraumes die Verteilung von Druck, Temperatur und Wind gar keine Ähnlichkeit mehr mit jener zu Anfang zu haben braucht, ja ins Gegenteil verkehrt sein kann. Es handelt sich mit einem Worte um eine Integration, deren Resultat sich vom Anfangszustande aus gar nicht übersehen läßt; und auch die Gesetze der Veränderungen können aus dem Integralwerte nicht entnommen werden.

Am „Weather Bureau" in Washington wurden für einige Jahre die Aufzeichnungen selbstregistrierender Apparate von einer großen Zahl über die Vereinigten Staaten verteilter meteorologischer Beobachtungsstationen reduziert. Während eines Aufenthaltes in Washington im Juli 1904 hatte Verfasser Gelegenheit, dieses Material kennen zu lernen und dasselbe zu benutzen. Das Areal, über welches die Vereinigten Staaten ihre Beobachtungsstationen ausgestreut haben, ist viel größer als Europa, die Beobachtungen sind durch ihre Gleichzeitigkeit (alle nach der Zeit des 75. Meridans westl. Länge angestellt) und die Gleichartigkeit der Apparate viel verwendbarer als die europäischen, so daß es viel versprach, mittels der erwähnten Registrierungen Wetterkarten für kurze Zeitintervalle zu dem obengenannten Zwecke zu zeichnen.

Die in Betracht kommenden Stationen sind alle mit Barograph, Thermograph und Anemograph ausgestattet, die reduzierten Werte von Druck, Temperatur, Windrichtung und -geschwindigkeit sind für jede Stunde gegeben. Dr. Exner schrieb diese registrierten Elemente eines ganzen Monates, des Januar 1895, für jede vierte Stunde aus, und zwar für 44 Stationen, die über die Vereinigten Staaten verteilt sind. Die Stunden waren 4^h a., 8^h a., 12^h m., 4^h p., 8^h p., 12^h p. Er fand aber während der Bearbeitung dieses Materiales, daß es vorteilhafter gewesen wäre, noch kürzere Intervalle zu nehmen, etwa zweistündige.

Das Material wurde übrigens noch durch Beobachtungen an vier kanadischen Stationen erweitert.

Um den Zusammenhang zwischen Luftdruck, Temperatur und Wind zu studieren, zeichnete Verfasser synoptische Karten für

Luftdruck und Temperatur; zur Reduktion der letztern aufs Meeresniveau wurde durchweg eine Temperaturabnahme von 0,5° pro Hektometer benutzt. Dieser Vorgang gab nur für die Station Denver mitunter unwahrscheinliche Werte; es scheint daselbst Föhn aufzutreten. Nebst den Karten für Druck und Temperatur konstruierte er noch solche für die Winde, und zwar für die Stärke der West- und Nordkomponente. Hierzu mußten die beobachteten Intensitäten in ihre Komponenten zerlegt werden. Es ließen sich mit diesen allerdings auf einer Karte Linien gleicher Stärke der West-, bzw. Nordkomponente ziehen, doch war der Verlauf derselben oft recht kompliziert, offenbar infolge des Einflusses der Erdoberfläche, und sie wurden daher in dieser Untersuchung nicht verwendet.

Weiter schien es vorteilhaft, den Einfluß der täglichen Erwärmung der Atmosphäre durch die Sonne, soweit dies möglich, zu eliminieren. Zu dem Zwecke wurden aus den Beobachtungen von Luftdruck und Temperatur für den ganzen Monat die Monatsmittel für die Termine gebildet, aus ihnen der tägliche Gang abgeleitet und die Einzelwerte mit dem Betrage desselben korrigiert. Dies wurde bei den Windbeobachtungen wegen des geringen täglichen Ganges unterlassen. Beim Luftdrucke war der Einfluß auch nicht groß: mehrere Hundertstel englischer Zoll, betrug aber bei der Temperatur mehrere Grade; er konnte jedoch niemals ganz eliminiert werden, da die Mittel gemeinsam aus heitern und trüben Tagen entnommen werden mußten, und folglich die heitern Tage wohl zu wenig, die trüben zu stark korrigiert worden sind. Registrierungen der Bewölkung fehlten.

Erst mittels dieser Werte, aus denen der tägliche Gang möglichst eliminiert war, wurden nun synoptische Druck- und Temperaturkarten für jede vierte Stunde gezeichnet.

„Es ist," bemerkt Dr. Exner, „nichts Neues, daß bei nördlichen Luftströmungen und abnehmender Temperatur auf der nördlichen Halbkugel der Luftdruck steigt wie an der Rückseite von Depressionen, hingegen bei südlichen Strömungen und zunehmender Temperatur der Luftdruck sinkt wie an der Vorderseite derselben; daß durch diese ungleichen Temperaturänderungen die Bewegung der Depressionen in wesentlich westöstlicher Richtung entsteht, liegt sehr nahe. Derselbe Gedanke läßt sich auf die Hochdruckgebiete anwenden, bei welchen an der Vorderseite der nördliche Wind das Barometer zum Steigen, auf der Rückseite der südliche dasselbe zum Fallen bringt, und hierdurch ebenfalls eine scheinbare Verschiebung des ganzen Hochdruckgebietes nach Osten hervorgerufen wird. Auch sind plötzliche Luftdrucksteigerungen, sogenannte Druckstufen, durch das Eindringen kalter Luftmassen unter wärmere erklärt worden. Doch liegt kein abschließendes Urteil darüber vor, ob jene einfachen Annahmen quantitativ richtige, d. h. durch die Beobachtung bestätigte Resultate ergeben. Auch genügt es in keiner

Weise, stets die Bewegung der Depressionen und Maxima zu verfolgen, deren Rolle für die Witterung meist sehr überschätzt wird, sondern es ist notwendig, die Bewegung der übrigen Isobarenformen, aller der unzählig vielen Zwischentypen, zu kennen oder doch die Gesetze zu bestimmen, nach welchen sie geschehen."

In der obigen Arbeit hat Exner nun versucht, diese Gesetzmäßigkeiten aufzustellen und an der Hand des amerikanischen Beobachtungsmateriales zu prüfen. Dieselben praktisch auszuwerten, bleibt eine weitere Aufgabe. Doch wird der Weg angedeutet, auf welchem man sich vielleicht der Lösung nähern dürfte.

Die Voraussetzungen für die mathematische Behandlung des Problems mußten natürlich sehr einfach angenommen werden, auch wurde die Vorstellung festgehalten, daß über einem Teile der Erdoberfläche eine Fläche gleichen Luftdruckes p_1 die Luft in eine obere und untere Schicht trennt, von welchen die untere der Sitz der atmosphärischen Störungen ist, wie sie die synoptischen Karten zeigen, die obere aber durch dieselben nicht wesentlich berührt wird, sondern in einem ziemlich stationären Zustande sich befindet und nur langsamen Änderungen nach dem Wechsel der Jahreszeiten unterliegt. Der Druck p_1 ist nach dieser Definition als unabhängig von Zeit und Ort anzusehen, während die Höhe H, in der die unperiodischen Schwankungen des Luftdruckes erscheinen, für kurze Zeiträume konstant, aber eine Funktion des Ortes ist, über welchem die Luftsäule steht. Für H findet Dr. Exner den genäherten mittlern Wert von 3.56 *km*.

Die Voraussetzungen für die Bewegung der Luftschichten von der Höhe H, die in der Untersuchung benutzt werden, sind: 1. adiabatische Bewegung (hierzu wurde der tägliche Gang eliminiert), 2. gleichgerichtete Bewegung in allen Schichten einer Luftsäule bis zur Höhe H, 3. Abwesenheit von Reibungskräften, 4. Vernachlässigung der horizontalen Beschleunigung, 5. die Erdoberfläche als Ebene angenommen. 6. keine vertikale Bewegung.

Die mathematische Behandlung führt nun den Verfasser zur Aufstellung einer Differentialgleichung für die Veränderung des Luftdruckes mit der Zeit, die, wenn sie allgemein gültig wäre, das Problem lösen würde. Allein dies ist nicht der Fall, auch kann sie nur für gewisse einfache Fälle praktisch ausgewertet werden. Verf. behandelt einige solcher Fälle, doch muß dieserhalb auf das Original verwiesen werden. An eine praktische Ausnutzung ist übrigens nicht zu denken.

Die Luftdruckschwankungen und deren Beziehungen zu der Temperatur der obern Luftschichten sind von Nils Ekholm untersucht worden.[1]) Diese Untersuchungen beziehen sich auf die einfachen

[1]) Meteorolog. Ztschr., Hann-Band 1906. p. 228.

Schwankungen, die am Barographen als Wellen zum Vorscheine kommen, wobei das Intervall zwischen zwei einander folgenden Maximis oder Minimis als einfache Schwankung bezeichnet wird. Für Nordwesteuropa dürfen die Zeitintervalle zwölf Stunden nicht überschreiten, weil in diesen Gegenden die Schwankungen oft so schnell verlaufen, daß selbst diese Intervalle zu groß sind.

Die synoptische Darstellung der halbtäglichen Luftdruckänderungen zeigt, daß die barometrischen Steigungs- und Fallgebiete in den Karten als runde oder längliche Gebilde hervortreten, welche meistens regelmäßig fortschreiten und dabei sich gewöhnlich entweder verstärken (erhöhen, bzw. vertiefen) oder abschwächen (abflachen). Diese Gebilde werden von Linien gleicher barometrischer Schwankung begrenzt, die Ekholm nach einem Vorschlage von Dr. M. Jansson „Isallobaren" nennt. Demnach kann ein barometrisches Steigungsgebiet auch ein isallobarisches Maximum und ein barometrisches Fallgebiet auch ein isallobarisches Minimum genannt werden. Das erstere zeigt eine große Analogie mit einem Barometermaximum oder einer Antizyklone, das letztere mit einem Barometerminimum oder einer Zyklone.

Für die barometrischen Steigungsgebiete und Fallgebiete fand Ekholm folgende empirische Gesetze.

Die beiden Gebiete begleiten sich einander gewöhnlich und wandern nacheinander in nahezu denselben Zugstraßen. Diese sind meistens von den Zugstraßen der Antizyklonen und Zyklonen verschieden, und die Geschwindigkeit der Steigungs- und Fallgebiete ist meistens viel größer als diejenige der Antizyklonen und Zyklonen. Zu demselben Resultate gelangte auch Whipple, indem er die mittlere Translationsgeschwindigkeit der Barometerschwankung gleich 85 *km* pro Stunde findet.

Wenn ein Fallgebiet stark ausgeprägt ist, erzeugt es eine Zyklone, welche während eines Tages oder vielleicht einiger Tage das Fallgebiet begleitet. Die Bahn der Zyklone liegt dann gewöhnlich etwas links von der Bahn des Fallgebietes. Dies ist die Regel, wenn die Bahn von Westen nach Osten geht und der allgemeine Gradient nach Norden gerichtet ist, also der Luftdruck in Südeuropa hoch, in Nordeuropa tief ist. Diese Erscheinung erklärt sich leicht durch eine rein geometrische Konstruktion.

Eine solche Zyklone nennt Ekholm eine bewegliche Zyklone, eine Benennung, die ihr nur so lange zukommt, als sie dem Fallgebiete folgt. Es findet sich, daß ein Fallgebiet meistens um eine stationäre Antizyklone im Sinne des Uhrzeigers oder mit der Sonne sich zu bewegen strebt, dagegen um eine stationäre Zyklone gegen die Sonne. Folglich gilt die obige Regel ziemlich allgemein, daß das Zentrum der vom Fallgebiete erzeugten und mitgeschleppten Zyklone links vom Fallzentrum liegt.

Die bewegliche Zyklone ist als eine sekundäre und zufällige Erscheinung zu betrachten, indem ihre Entstehung oder Nichtentstehung nur von der Tiefe des Fallgebietes und der frühern Verteilung des Luftdruckes abhängt.

Ein Fallgebiet ist meist von einem Steigungsgebiete begleitet. Dann bilden die Isobaren eine nordwärts gerichtete, keilförmige Ausbuchtung oder bei flachem Steigungsgebiete nur einen Keil mit einer kleinen Antizyklone in der Mitte. So entstehende bewegliche Antizyklonen sind aber in Nordwesteuropa ziemlich selten, weil die Steigungsgebiete meistens so flach sind, daß nur keilförmige Isobaren sich entwickeln können. In Nordamerika und Australien dagegen sollen diese Antizyklonen häufig vorkommen.

Das Fallgebiet pflegt sich bei seiner Bewegung entweder zu vertiefen oder zu verflachen. Diese Intensitätsschwankungen verlaufen wahrscheinlich in unregelmäßigen Perioden. Das Fallgebiet kann nur dann eine Zyklone erzeugen, wenn seine Tiefe eine gewisse Grenze, die von der frühern Druckverteilung im Isobarenfelde abhängt, überschreitet. Sobald das Fallgebiet sich abzuflachen beginnt, kann es keine Zyklone mehr erzeugen. Wird die Zyklone nicht durch ein nachfolgendes Steigungsgebiet bald ausgefüllt, so bleibt sie nahezu unbeweglich liegen, während das abgeschwächte Fallgebiet mit fast unveränderlicher Geschwindigkeit seinen Weg fortsetzt und sich immer mehr von der Zyklone entfernt. In solchen stationären Zyklonen hören die starken Winde mit dem Wegziehen des Fallgebietes gewöhnlich auf, dagegen sind Niederschlag und Nebel recht häufig. Die stationäre Zyklone hat noch die bemerkenswerte Eigenschaft, als Aktionszentrum auf herannahende Fallgebiete zu wirken, die teils angezogen, teils gegen die Sonne um die stationäre Zone getrieben werden. Auch herannahende Steigungsgebiete haben das Bestreben, eine stationäre Zyklone gegen die Sonne zu umkreisen und dieselbe ganz oder teilweise auszufüllen.

Die Intensitätsschwankungen in einem Steigungsgebiete scheinen einen ähnlichen, aber weniger ausgeprägten Verlauf wie die im Fallgebiete zu haben. Auch die stationäre Antizyklone, welche bei abgeflachtem und fortziehendem Steigungsgebiete liegen geblieben ist, wirkt auf herannahende Fall- und Steigungsgebiete als Aktionszentrum, wobei jene die stationäre Antizyklone mit der Sonne zu umkreisen suchen.

Die vorstehend besprochenen Zyklonen und Antizyklonen haben eine große Ähnlichkeit mit den von Teisserenc de Bort und anderen Meteorologen studierten großen Aktionszentren, die jedoch durch die großen allgemeinen Temperaturunterschiede zwischen Äquator und Pol, zwischen Meeren und Kontinenten entstehen, während die hier besprochenen stationären Zyklonen und Antizyklonen wohl zufälligern und lokalern Temperaturunterschieden ihre Entstehung verdanken.

Diese stationären Wirbel sind natürlich nicht ganz unbeweglich und unveränderlich, denn durch die Einwirkung der sie umkreisenden und zum Teile überlagernden Fall- und Steigungsgebiete verändern sie langsam ihre Gestalt und verschieben sich allmählich meistens nach Osten.

Es wurde bemerkt, wie unter gewissen Umständen ein Fallgebiet eine bewegliche Zyklone und ein Steigungsgebiet eine bewegliche Antizyklone als Folgeerscheinungen erzeugt und mit sich führt. Damit aber eine solche Zyklone dieselbe runde und regelmäßige Form wie das erzeugende Fallgebiet beibehält, ist es überdies nötig, daß die von dem Fallgebiete bewirkte Aushöhlung des Isobarenfeldes regelmäßig von einem nachkommenden Steigungsgebiete wieder gefüllt wird. Dieses Steigungsgebiet muß eine mit dem Fallgebiete kongruente, aber umgekehrte Figur haben, damit es die Aushöhlung genau ausfüllen kann. Da eine solche Regelmäßigkeit fast niemals vorkommt, wechselt die Form und Tiefe der beweglichen Zyklone nahezu beständig, auch wenn das erzeugende Fallgebiet während einiger Zeit seine Gestalt beibehält. Ist das nachfolgende Steigungsgebiet flacher als das vorangehende Fallgebiet, so höhlt das letztere eine Furche im Isobarenfelde aus, welche nachher nur teilweise oder gar nicht gefüllt wird. In diesem Falle dehnt sich die bewegliche Zyklone immer mehr aus, und der hintere Teil bildet allmählich eine langgestreckte stationäre Zyklone. Auch die Geschwindigkeit des Steigungsgebietes kann von derjenigen des Fallgebietes verschieden sein, und dadurch entstehen neue Komplikationen.

Ebenso sieht man ein, daß ein Steigungsgebiet nur dann eine regelmäßige bewegliche Antizyklone erzeugen kann, wenn die vom Steigungsgebiete bewirkte Erhöhung des Isobarenfeldes von einem nachkommenden Fallgebiete wieder regelmäßig weggeschnitten wird. Auch solche Fälle sind natürlich außerordentlich selten. Denn es ist tatsächlich die Form und Größe des Fallgebietes fast immer von derjenigen des Steigungsgebietes verschieden, wodurch auch eine Unendlichkeit von Variationen der erzeugten beweglichen Antizyklone entsteht.

Ebenso mannigfaltig sind, wie wir gesehen haben, die Ursachen, welche die stationären Zyklonen und Antizyklonen beeinflussen und abändern. Aus alledem wird man einsehen, wie unzweckmäßig es ist, die Zyklonen und Antizyklonen als angenähert unveränderliche Wirbel zu betrachten und die Prognose aus ihren Ortsveränderungen ableiten zu wollen. In der Tat ist das Isobarenfeld an der Meeresoberfläche in jedem Punkte von einer zahllosen Menge verschiedener Einwirkungen beeinflußt, die aus allen möglichen Höhen in der Atmosphäre herrühren, und selbst wenn diese Einwirkungen uns bekannt wären, würde die Lösung der verwickelten Aufgabe, die Veränderungen dieses Isobarenfeldes zu bestimmen, mit unbesiegbaren Schwierigkeiten verbunden sein. Tatsächlich entstehen, ver-

ändern sich und verschwinden die Zyklonen und Antizyklonen in der launenhaftesten Weise, so daß es ganz unmöglich ist, sie durch Betrachtung der sukzessiven synoptischen Karten vorauszusehen. Nur die mächtige Analyse, welche die Differenz- oder Differentialmethode gewährt, kann die Lösung dieser schwierigen, aber hochwichtigen Aufgabe ermöglichen. Gegenwärtig steht jedoch der Mangel an systematischen und vollständigen Beobachtungen dem einsamen Forscher wie ein unbesiegbares Hindernis im Wege. Nur internationale Vereinbarung kann hier die nötigen Hilfsmittel verschaffen."

Ekholm gibt nun eine kritische Übersicht der wichtigsten Theorien und Tatsachen betreffend Zyklonen, Antizyklonen und Luftdruckschwankungen. „Bei den ersten Untersuchungen über die Zyklonen und Antizyklonen von Ferrel, Mohn und Clement Ley wurde ohne Bedenken die einfache Annahme gemacht, daß die Luft der Zyklone wärmer und feuchter, folglich auch leichter sei als ihre Umgebung und deshalb in die Höhe steige, wogegen die Luft der Antizyklone kälter und trockener, folglich auch schwerer als ihre Umgebung sei und deshalb niedersinke. Durch diese Umstände wurde auch der niedrige Druck an der Meeresoberfläche in der Zyklone, sowie der hohe in der Antizyklone erklärt.

Dabei betrachtete Ferrel die höhere Temperatur des Zyklonenkernes als die eigentliche Bewegungsursache. Der Wasserdampf aber wirke dadurch, daß er die adiabatische Abkühlung der hinaufsteigenden Luft so viel verzögerte, daß diese Luft bis zu großen Höhen wärmer als die Umgebung bleibt. Die Antizyklone ist nach Ferrel eine durch den Einfluß der Zyklonen entstandene sekundäre Bildung. Dieser Einfluß sei entweder direkt infolge der Luftzirkulation, oder auch nur indirekt, indem die Ausstrahlung auf der Rückseite der Zyklone die für die Antizyklone nötige Abkühlung hervorruft.

Mohn führt folgende Ursachen an, wodurch der Luftdruck vermindert wird: Wärme, Feuchtigkeit, Aufwärtsbewegung der Luft, Kondensation des Wasserdampfes und Niederschlag, horizontale Bewegung der Luft; alle diese Umstände tragen zur Hervorbringung des tiefen Luftdruckes in der Zyklone bei. Dagegen steigt nach Mohn der Luftdruck aus folgenden Ursachen: Durch Abkühlung der untersten Luftschichten, durch herabsinkende Bewegung der Luft, und dadurch, daß zu einer Zyklone mehr Luft von außen zuströmt, als von dem Innern der Zyklone hinwegströmt. Die Antizyklonen entstehen durch Wechselwirkung mit den Zyklonen, indem die Zyklone und Antizyklone zusammen einen Kreislauf bilden.

Ley, der nur die Zyklonen behandelt hat, betrachtete einen ausgedehnten Niederschlag als die eigentliche Ursache der Zyklonenbildung.

Was weiter die Bewegung der fraglichen Luftwirbel anbetrifft, so suchte Ferrel die Ursache derselben hauptsächlich in den großen

allgemeinen Luftströmungen, welche die Wirbel mitschleppen, wogegen nach Ferrel die Einwirkung der Asymmetrie der zuströmenden Luft, welche an der Ostseite, (Vorderseite) der Zyklonen warm und feucht, an der Westseite (Rückseite) kalt und trocken ist, weniger in Betracht kommt. Nach Mohn ist dagegen der letztgenannte Umstand die eigentliche Ursache der Zyklonenbewegung. Ley erklärt auch die Zyklonenbewegung aus dem Niederschlage, indem er annimmt, daß die Zyklone sich gegen die Seite hin bewegt, wo die größte Niederschlagsmenge fällt.

Diese Ansichten wurden von den drei Forschern in klassischen Werken dargestellt und teils durch die beobachteten Tatsachen, teils durch theoretische Entwicklungen begründet. Aber dessenungeachtet haben bekanntlich dieselben sich nicht halten können. Es ist vor allem J. Hann, der durch ein gründlicheres und allseitigeres Studium der beobachteten Tatsachen erwiesen hat, daß weder der Niederschlag und die Feuchtigkeit, noch die Temperaturunterschiede d e Luftzirkulation der Zyklonen und Antizyklonen erklären können. In der Tat kommt es vor, daß ein ergiebiger Niederschlag über weiten Strecken stattfindet, ohne daß eine Zyklone entsteht, und ohne daß selbst eine nennenswerte Änderung des Luftdruckes eintritt. Anderseits kommt es vor, daß Zyklonen mit großen Luftdruckschwankungen ohne erheblichen Niederschlag auftreten. Der Niederschlag ist zwar meistens eine Folgeerscheinung der Zyklone, aber keinesfalls die Ursache derselben.

Was weiter die Temperatur anbetrifft, so zeigte Hann aus einer Vergleichung der Beobachtungen an den Gebirgs- und Niederungs- oder Talstationen, daß die mittlere Temperatur der Antizyklone, außer in der Nähe der Erdoberfläche, entschieden höher ist als diejenige der Zyklone. Später haben er und andere Forscher aus den bei Ballonfahrten und Drachenaufstiegen gemachten Beobachtungen dargelegt, daß die Antizyklone bis zu einer Höhe von 5 bis 9 *km* wärmer ist als die Zyklone.

Anderseits bleiben die amerikanischen Meteorologen bei der alten Theorie stehen und behaupten, daß wenigstens in Nordamerika die Zyklonen der Regel nach wärmer sind als die Antizyklonen. Über diese Streitfrage hat Clayton eine Abhandlung geschrieben. Dabei gerät er aber in einen seltsamen Widerspruch, indem das Resultat auch mit Benutzung desselben Beobachtungsmateriales verschieden ausfällt, je nachdem die mittlere Temperatur einer großen Anzahl Zyklonen und Antizyklonen berechnet wird (was die von Hann benutzte Methode ist), oder die Temperaturschwankung der obern Luftschichten während des Vorüberziehens der einzelnen Zyklonen über dem Beobachtungsorte untersucht wird (was die von Clayton benutzte Methode ist). Indessen hat sich Clayton hier getäuscht, denn, was er Zyklonen und Antizyklonen nennt, sind (wenigstens in den Fällen, wo mir Wetterkarten zugänglich waren,

um nachsehen zu können, ob Zyklonen und Antizyklonen über den Beobachtungsort hinwegzogen) gar keine solche Wirbel, sondern nur Luftdruckschwankungen."

Dr. M. Jansson hat aus den zu Hald gemachten Beobachtungen gefunden, daß das Barometer fällt, wenn die Temperatur der obern Luftschichten steigt, und umgekehrt. „Es ist aber eine so seltene Erscheinung, daß die Fallgebiete oder Steigungsgebiete sich innerhalb des Umfanges der synoptischen Karte, geschweige denn, daß sie sich in der Nähe eines aeronautischen Observatoriums entwickeln, daß es gegenwärtig unmöglich ist, die Ursache ihrer primären Entstehung zu erklären.

Dagegen wandern diese Gebiete täglich über die synoptischen Karten, wobei es den Anschein hat, als ob diese Wanderung eine wesentliche Bedingung für ihre Erhaltung sei. Offenbar schöpfen sie dadurch die für das Fortbestehen nötige Energie. Das Wahrscheinliche ist, daß diese Energie mittels zweier, nahezu entgegengesetzter, angenähert horizontaler Luftströmungen erzeugt wird, wovon die eine, welche zu dem Fallgebiete strömt und dort sich staut und umherwirbelt, warm, und die andere, welche zu dem Steigungsgebiete strömt und dort sich staut und umherwirbelt, kalt ist. Durch die erstere fällt das Barometer, und durch die zweite steigt es. Besonders wenn das Fallgebiet langgestreckt ist und eine nordsüdliche Richtung hat, erinnert es an die Dovesche Äquatorialströmung; ebenso hat das Steigungsgebiet, wenn es in der gleichen Weise gestaltet ist, eine auffallende Ähnlichkeit mit einem Doveschen Polarstrome. Jedoch erstreckt sich offenbar der Luftaustausch nicht so weit, als es nach der Doveschen Theorie sein sollte, aber es scheint, daß der südliche Strom sich nicht selten so weit wie vom Mittelmeere bis zum Eismeere und der nördliche Strom so weit wie vom Eismeere bis zum Mittelmeere erstrecken kann. Die beiden Strömungen werden offenbar von einem Wirbel zyklonischer Art angezogen, und das Zentrum dieser Wirbel verschiebt sich sehr schnell gegen die warme Luft hin, wo das Barometer fällt. Wegen der schnellen Bewegung wird der Wirbel eine große Asymmetrie zeigen, und die Erdrotation wird nicht die nötige Zeit haben, um diese Asymmetrie auszugleichen, ehe die Wirbelbildung um ein neues Zentrum herum beginnt. Wenn der Barometerfall hinlänglich stark ist, um die Luft in der Nähe der Erdoberfläche in Bewegung zu setzen, und folglich eine bewegliche Zyklone erzeugt wird, findet die untere Luftströmung wahrscheinlich in der von W. N. Shaw beschriebenen Weise statt. In den obern Luftschichten ist natürlich die Zuströmung und die Wegströmung viel schneller und größer an Umfang, die Asymmetrie des Wirbels ist aber wahrscheinlich noch größer. Die Ursache des Barometerfalles einerseits und des Barometersteigens anderseits liegt also in der schnellen Zuströmung warmer und kalter Luft, und eben dieselbe

Ursache erklärt die Ortsveränderung des Systems. Wir erklären also diese in derselben Weise, wie Mohn die Bewegung der Zyklonen.

Hiermit stimmen die beobachteten Tatsachen aufs beste überein. Denn die gewöhnlichste Bewegung der Fallgebiete und der Steigungsgebiete geht von Westen nach Osten. In diesem Falle aber wird die warme Luft in den östlichen Teilen der Depression von Süden und die kalte Luft in den westlichen Teil von Norden einströmen. Da weiter die Luft einer stationären Antizyklone wärmer als die Umgebung ist, wird diese Luft, sobald sie von der Depression angesogen wird, das Barometer zum Fallen bringen, und deswegen wird die Depression und folglich auch das Fallgebiet und das Steigungsgebiet die Tendenz haben, die Antizyklone im Sinne des Uhrzeigers zu umkreisen.

Ebenso ergibt sich aus der Tatsache, daß die Luft einer stationären Zyklone kalt ist, die Tendenz der Depression, dieselbe gegen die Uhrzeigerbewegung zu umlaufen.

Aber überall da, wo die Temperaturdifferenz, die von der geographischen Lage, besonders in nordsüdlicher Richtung, abhängt, größer ist als die von den stationären Zyklonen und Antizyklonen hervorgerufene, wird die Bewegung der Depression von der erstern Temperaturdifferenz bestimmt werden. So z. B. lag vom 11. bis 16. November 1905 eine stationäre Antizyklone über dem skandinavischen, finnischen und russischen Lappland zwischen dem Atlantischen Ozeane und dem Weißen Meere, während der Luftdruck in Süd- und Zentraleuropa tief war. Dessenungeachtet wanderten mehrere Fallgebiete von den Britischen Inseln durch Frankreich und Deutschland nach den russischen Ostseeprovinzen und Finnland. Diese Fallgebiete höhlten eine große Furche im Isobarenfelde von Frankreich bis Rußland aus, und zwar weil die Steigungsgebiete schwach entwickelt waren oder ganz fehlten. Dies erklärt sich daraus, daß die Luft an der Rückseite der Fallgebiete aus Norden und Nordwesten vom Atlantischen Ozeane kam und folglich relativ warm war. In diesem Falle lag das Zentrum oder die Zentrallinie der langgestreckten Zyklone, die von den Fallgebieten erzeugt wurde, ausnahmsweise rechts von den Fallzentren. Solche Ausnahmen findet man überall, wo die Temperaturverteilung in den obern Luftschichten aller Wahrscheinlichkeit nach eine solche ist, daß die Temperaturunterschiede zwischen den stationären Zyklonen und Antizyklonen den geographischen Temperaturunterschieden gegenüber zurücktreten.“

„Wenn die Erklärung der Luftdruckschwankungen richtig ist, nämlich, daß dieselben von angenähert horizontalen Luftströmungen verursacht werden, welche teils warme, teils kalte Luft aus entfernten Orten zuführen, so ergibt sich unmittelbar, daß kein ausgeprägter Zusammenhang zwischen diesen Schwankungen und der Niederschlagsmenge bestehen kann, denn die Luftströmungen können bald

feucht, bald trocken und jedenfalls nur dann eine Quelle des Niederschlages sein, wenn sie in die Höhe steigen. Zwar muß ja die warme Luft eine Tendenz haben, in die Höhe zu steigen, aber das Fallgebiet verschiebt sich, besonders bei den großen Luftdruckschwankungen, meistens so schnell, daß oft nicht Zeit für die Kondensation übrig bleibt. Wenn aber schwache Fallgebiete eine stationäre Zyklone umkreisen und in dieselbe eindringen, dann haben die warmen Luftmassen Zeit, allmählich in die Höhe zu steigen, und dann treten gewöhnlich starke Regenfälle ein. Es sind dies nichts anderes als die sogenannten partiellen oder sekundären Depressionen. Wenn man aber auch die Isallobaren in Betracht zieht, wird diese Erscheinung viel anschaulicher.

Es fragt sich nun, wie die stationären Zyklonen mit kalter Luft und die stationären Antizyklonen mit warmer Luft ihre Bewegung beibehalten können. Dies erklärt sich sowohl aus den beobachteten Tatsachen, als auch aus der Theorie folgendermaßen.

Sobald ein Fallgebiet eine bewegliche Zyklone erzeugt hat, empfängt diese durch die Zuströmung von warmer und kalter Luft zuerst eine große potentielle Energie, welche sich allmählich zum Teile in Bewegungsenergie verwandelt. Die Zuströmung der warmen Luft ist die anfängliche Ursache des Barometerfalles in der Zyklone, und die dadurch verursachte Rotation der Luftmassen unter dem Einflusse der Erdrotation vermehrt den Barometerfall bedeutend. Anfangs haben diese Luftmassen eine relativ hohe Temperatur; sobald aber die Zyklone stationär geworden ist, kühlen sich dieselben durch Emporsteigen und wohl auch durch Ausstrahlung in der Wolkenschicht allmählich ab, so daß der Zyklonenkern bald kälter als seine Umgebung wird. Aber die Bewegungsenergie erhält die Zirkulation, indem fortwährend diese Energie verbraucht wird, um die Luft gegen die Schwerkraft zu heben und durch adiabatische Ausdehnung abzukühlen. Somit ist die stationäre Zyklone als eine Maschine zu betrachten, welche Kälte auf Kosten mechanischer Arbeit erzeugt. Sobald die Bewegungsenergie verbraucht ist, bleibt die Maschine stehen. Wenn aber, ehe dieser Endzustand eingetreten ist, ein Fallgebiet in den Bereich der Zyklone eingedrungen ist, wird dieselbe von der aufs neue zugeführten warmen Luft belebt und setzt ihre Bewegung noch eine Weile fort. Da, wie wir oben bemerkt haben, solche Fallgebiete, welche eine stationäre Zyklone umkreisen und in dieselbe eindringen, eine gewöhnliche Erscheinung sind, sieht man ein, daß die Zirkulation dieser Zyklone oft lange dauern kann.

Ebenso kann eine durch ein Steigungsgebiet erzeugte stationäre Antizyklone als eine Maschine aufgefaßt werden, in welcher die Luft auf Kosten der Bewegungsenergie durch adiabatische Kompression erwärmt wird. Dieselbe kann durch eindringende Steigungsgebiete oder durch Ausstrahlung von Wärme mit kalter Luft ernährt werden und dadurch unter Umständen lange Zeit fortbestehen.

Was aber die großen stationären Antizyklonen anbetrifft, so werden dieselben offenbar von der Energie der allgemeinen Luftströmungen der Erde ernährt, welche aus den großen Temperaturunterschieden zwischen Äquator und Pol oder zwischen Meeren und Kontinenten entstehen, und dieselben werden folglich nicht merklich von den relativ kleinen Fall- und Steigungsgebieten beeinflußt, was auch erfahrungsmäßig bestätigt wird."

Luftzirkulation, Wind und Sturm.

Die Zirkulation der obern Schichten der Atmosphäre behandelt Hildebrand Hildebrandsson.[1]) Über dem Wärmeäquator der Erde existiert während des ganzen Jahres eine östliche Luftströmung. Dies wurde u. a. bewiesen durch die Erscheinungen bei der Eruption des Krakatau 1883, als die vulkanische Asche, die bis in die höchsten Luftregionen emporgeschleudert wurde, dort in 12 bis 13 Tagen die ganze Erde von Ost nach West umkreiste, also mit einer mittleren Geschwindigkeit von 37 *m* in der Sekunde. Oberhalb der Region des Passats existiert ein Antipassat, doch überschreitet er nicht die Polargrenze des Passats und wird mehr und mehr nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Hemisphäre abgelenkt, um endlich ein Westwind über dem Scheitel des barometrischen Maximums der Tropen zu werden, der dort herabsteigt und den Passat nährt. Die Regionen an der äquatorialen Seite des Passats treten je nach der Jahreszeit in den Passat und in die äquatoriale Kalmenzone ein, über ihnen muß folglich ein oberer Monsun wehen: der Antipassat im Winter und der äquatoriale Ostwind im Sommer. Die Luft der gemäßigten Zonen wird fortgezogen in einen großen Polarwirbel, der sich von West nach Ost dreht. Die untern Luftschichten nähern sich dem Zentrum desselben, die obern entfernen sich davon mehr und mehr mit der Höhe bis zu den höchsten Regionen, von denen wir durch Beobachtung Kunde haben. Diese obern Luftschichten der gemäßigten Zone breiten sich über die Regionen des tropischen Hochdruckes aus, um dort herabzusteigen.

Die Bewegungen der hohen Luftschichten können nur aus der Bewegung der Wolken erschlossen werden, dann aus Versuchen mit Drachen und Ballons. Die 1904 und 1905 ausgeführte Expedition des Schiffes „Prinzessin Alice" des Fürsten von Monako, an der Prof. Hergesell teilnahm, sowie die Expedition von Teisserenc de Bort und Rotch haben sich mit Feststellung der obern Luftströmungen beschäftigt. Die erstgenannte Expedition arbeitete in der Zentralregion des atlantischen Barometermaximums. Sie hat dort drei übereinander gelagerte Luftschichten angetroffen, wie gewöhnlich

[1]) Meteorolog. Ztschr. Hahn-Band p. 117.



Ed. Hch. Mayer, Verlag,
Leipzig.

Die Trombe von Cottage-City.

Jahrbuch XVII. 1906.
Tafel VI.

im Innern einer Antizyklone. Die unterste mit einer Geschwindigkeit von 7 *m* in der Sekunde ist der Passat. In dieser wird der adiabatische Gradient von 1° auf 100 *m* stets erreicht; die Mächtigkeit dieser Schicht beträgt nur 100 bis 600 *m*. Über derselben findet eine plötzliche Änderung statt: die Temperatur steigt plötzlich, und die Feuchtigkeit nimmt ab; die Windrichtung verändert sich in Nord oder Nordwest, und die Windstärke nimmt beträchtlich ab. Diese Schicht hat eine Mächtigkeit von etwa 1000 *m*. Das Studium der hohen Luftdrucke am Observatorium zu Trappes hat gezeigt, daß meistens eine solche Zone mit schwachen Winden in gewisser Höhe über dem Boden besteht. Über dieser Schicht tritt wieder eine andere mit genau adiabatischem Gradienten auf, und die relative Feuchtigkeit nimmt mit der Höhe so zu, daß der hygrometrische Zustand konstant bleibt. Dies deutet auf einen absteigenden Luftstrom. Prof. Hergesell bezeichnet diese Schicht als Antipassatschicht, obgleich die Windbewegung in derselben nicht südwestlich ist, sondern westlich mit nördlicher Komponente. Im Jahre 1906 hat man Kautschukballons bis zu 10 000 *m* aufgeschickt, ohne den Südwestantipassat anzutreffen. Es ist demnach bewiesen, daß der Antipassat aus Südwest den Scheitel des barometrischen Maximums nicht erreicht, er wird nach rechts abgelenkt, wird ein absteigender Wind und sehr schwacher West, wie auch die Wolkenbeobachtungen ergeben haben. Nordwärts vom Zentrum wird die Region hohen Luftdruckes gespeist von einem obern Nordwest, der aus dem großen Polarwinkel kommt. Prof. Hergesell geht nach Meinung des Verfassers zu weit, wenn er sagt, daß die auf dem Gipfel des Pics von Teneriffa beobachteten Südwestwinde lokalen Ursprunges seien. Denn die Expedition von Rotch und Teisserenc de Bort hat festgestellt, daß die zum Äquator wehenden Winde Nordost und Ost in den untern Regionen und im allgemeinen aus Nordwest bis Nordost in der Schicht über 1000 *m* Höhe sind. Ferner, daß nördlich von Madeira und gegen die Azoren hin die obern Winde meist aus West und Nordwest kommen, in der Zone, die gewöhnlich nördlich vom barometrischen Maximum und außerhalb der Passatregion liegt. Endlich, daß der rückkehrende Passat, wie ihn die Meteorologen annehmen, wirklich existiert. In dem südlichsten Punkte (11° nördl. Breite, 30° westl. Länge) fanden sich in 2500 *m* Höhe über dem Nordostpassat starke Ostwinde. Man war an der nördlichen Grenze der obern Ostwinde, welche über dem thermischen Äquator wehen. Solchergestalt findet Hildebrand Hildebrandsson seine frühern Ergebnisse über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre durch die Beobachtungen mit Drachen und Ballons bestätigt.

Die Land- und Seewinde an der deutschen Ostseeküste wurden von Dr. M. Kaiser studiert.[1]) Über Land- und Seewinde in mittlern

[1]) Inaugural-Dissertation, Halle 1906.

und höhern Breiten liegen bis jetzt nur wenige ausführliche Arbeiten vor, darunter die Untersuchungen der Seebrise durch F. W. Stow über Yorkshire und durch W. M. Davis über die Neu-England-Küste. Um die Erscheinung der Land- und Seewinde deutlich zu verfolgen, muß man stets Registrierungen von Anemographen benutzen, aber die Beobachtungsstationen mit Anemographen sind an Zahl gering. Außerordentlich günstig gestellt ist in dieser Beziehung indessen die östliche deutsche Ostseeküste; finden sich doch hier auf einer Ausdehnung von ungefähr 500 *km* fünf gut verteilte Anemographen an den Normalbeobachtungsstationen der Deutschen Seewarte Memel, Pillau, Neufahrwasser, Rügenwaldermünde und Swinemünde. Die Bearbeitung Kaisers erstreckt sich über die Jahre 1901 bis 1905, doch haben die angeführten Anemographen nicht alle fünf Jahre hindurch aufgezeichnet.

Unter Land- und Seewinden sind nur solche Luftströmungen zu verstehen, die durch den thermischen Gegensatz von Land und Meer hervorgerufen sind und mit den Tageszeiten wechseln. Aus den Anemographentafeln wurden die Tage herausgesucht, die eine entsprechende Drehung der Windfahne bemerken ließen und schwache Luftbewegung aufwiesen. An den aufgenommenen Tagen wehten morgens Winde vom Lande, mittags bis zum Abende von der See und abends wieder vom Lande. Oft setzte die Seebrise schon 8 Uhr morgens ein, oft auch erst 2 Uhr nachmittags oder später. Der Grund hierfür ist in Eigentümlichkeiten der Temperatur, der Bewölkung und Luftdruckverteilung der einzelnen Tage zu suchen. Die Dauer des Seewindes ist im Durchschnitte in den Sommermonaten länger als in den übrigen Monaten. Im Mittel beträgt die Geschwindigkeit der Seebrise 2 bis 3 *m* in der Sekunde, das Maximum derselben fällt zwischen 2 und 4 Uhr nachmittags, um die Zeit des Temperaturmaximums.

Die Erscheinung der Seebrise ist auf die Zeit von April bis September beschränkt. In den übrigen Monaten tritt dieses Phänomen an der Ostseeküste nicht ein, da das Meer in dieser Zeit stets wärmer bleibt als das Land, und deshalb kein täglicher Wechsel zwischen Winden vom Meere und Winden vom Lande eintreten kann. Die Seebrise ist am besten entwickelt in den Sommermonaten Juni, Juli, August. Oft ist auch der Mai für Seebrisen sehr geeignet. Charakteristisch ist die räumliche Verbreitung der Seebrise.

„Trägt man die Windrichtungen der Hauptstationen in Karten ein, so ist deutlich zu erkennen, daß das Frische Haff, auf dessen Nehrung Pillau liegt, sowie auch das Stettiner Haff die Einwirkung des auf die Küste zu wehenden Seewindes nicht aufzuheben vermögen, daß also der Seewind draußen im Meere vor der Küste einsetzen muß. Pillau und Swinemünde zeigen daher dieselben Verhältnisse, als wenn sie fest mit dem Lande verbunden wären. Ähnliches hat Großmann für Keitum auf Sylt und für Borkum nach-

gewiesen. Nach ihm weht der Seewind in Keitum genau wie an einem Orte einer Westküste, obgleich Keitum auf der Ostseite einer Insel liegt, und in Borkum, als wenn es nicht auf einer Insel, sondern auf der gegenüberliegenden Küste des Festlandes gelegen wäre. Neufahrwasser bleibt in der Häufigkeitszahl der Seebrisentage hinter denen der beiden andern Orte zurück. Es rührt dieses von seiner versteckten Lage in einer Bucht her. Die Seewinde scheinen durch die Putziger Nehrung gehindert zu werden.

Swinemünde und Memel zeigen eine sehr günstige Lage für die Entwicklung von Land- und Seewinden. Die Häufigkeitszahlen dieser Orte ragen in den einzelnen Jahren, sowie im Hauptmittel auffalllend hervor.

Was die Erscheinung der Land- und Seewinde in den einzelnen Jahren anbelangt, so finden sich große Unterschiede. Ein Jahr zeigt größere Häufigkeit als das andere.

Diese Beobachtungen lassen erkennen, daß die Ursprungsstätte der Seebrise an der deutschen Ostseeküste zwischen vier und fünf Seemeilen vor der Küste liegt, ferner, daß die Landwinde sich ziemlich weit seewärts erstrecken. Die Beobachtungen ergeben an günstigen Tagen ein Vordringen des Landwindes bis acht Seemeilen seewärts. Der Landwind der Ostseeküste dringt deshalb so weit vor, weil er wegen der Ebenheit des Untergrundes verhältnismäßig geringe Reibung zu überwinden hat. Bei nicht günstigen Umständen weht der Wind nicht so weit seewärts, und liegt auch die Ursprungsstätte der Seebrise entsprechend näher der Küste. Leider ist es unmöglich, nun umgekehrt das Vordringen der Seebrise landeinwärts zu verfolgen. Die in Frage kommenden Stationen des Preußischen Meteorologischen Institutes, die ungefähr 20 bis 30 *km* von der Küste entfernt liegen, haben nur Terminbeobachtungen und können daher über das Vordringen der Seebrise keinen Aufschluß geben. So ist es auch nicht möglich, die Geschwindigkeit, mit welcher die Seebrise sich landeinwärts fortpflanzt, zu bestimmen. Wir können annehmen, daß die Seebrise wegen der Ebenheit unseres Küstenlandes verhältnismäßig weit vordringen dürfte, d. h. etwa 20 bis 30 *km* nach Analogie mit den nordamerikanischen Verhältnissen in New-England.

Der Transport kalter Luftmassen über die Alpen ist durch H. v. Ficker studiert worden[1]), und zwar an den starken und rasch verlaufenden Abkühlungen, die in den Jahren 1901 bis 1903 auf dem Sonnblicke beobachtet wurden. Die Fußstationen des Sonnblickes, Bucheben auf der Nordseite, Döllach auf der Südseite, ermöglichten eine detaillierte Betrachtung der gleichzeitig im Tale herrschenden Temperaturverhältnisse.

---

[1]) Anz. d. K. K. Akad. d. Wiss. in Wien 1906. Nr. XII.

Außerdem schien es zweckentsprechend, aus den Luftdruckregistrierungen auf dem Sonnblicke und in beiden Talstationen die Mitteltemperaturen der Luftsäulen auf der Nord- und Südseite des Gebirges zu berechnen, wodurch man unabhängig wird von den besonders in Gebirgstälern häufigen Temperaturanomalien.

Um einen Überblick über den Wirkungsbereich der raschen Temperaturerniedrigungen im Alpengebiete zu bekommen, war es notwendig, die Temperaturbeobachtungen der Schmittenhöhe, der Zugspitze, des Säntis und des Hochobir mit den Sonnblickbeobachtungen zu vergleichen. Riva und Lugano wurden benutzt, um die gleichzeitigen Verhältnisse am Südfuße der Alpen festzustellen.

Bei Benutzung dieses umfangreichen Materiales ergaben sich folgende Resultate:

Alle starken Abkühlungen auf dem Sonnblicke in den bezeichneten Jahren wurden verursacht durch kalte Luftmassen, die auf der Rückseite von Depressionen von Norden her gegen die Alpen strömten. Die Abkühlung beginnt im Sonnblickgebiete selbst immer zuerst im nördlichen Tale. Kalte Luft dringt hier von Norden ein und lagert sich unter warme Luft. Die berechneten Mitteltemperaturen der nördlichen Luftsäule beweisen ein langsames Höherrücken der kalten Luft, bis diese Sonnblickhöhe erreicht, worauf auf dem Sonnblicke rasche Abkühlung mit Drehen des Windes nach Nord eintritt. In der Zeit, in welcher kalte Luft im nördlichen Teile eindringt, ohne Sonnblickhöhe zu erreichen, finden wir in der Tiefe eine kalte Luftmasse, in der Höhe eine warme. In beiden Strömungen nimmt die Temperatur mit der Höhe ab, wodurch der Unterschied gegen die gewöhnlich als „Temperaturumkehr" bezeichnete Schichtung gegeben ist. Die obere Strömung ist in ihrer ganzen Masse potentiell wärmer als die kalte Luftmasse in der Tiefe.

Der Betrag der Abkühlung auf dem Gipfel zu dem Betrage der Abkühlung im Tale ist gegeben durch zwei Faktoren:

1. durch die in der nördlichen Luftsäule herrschende Temperatur. schichtung vor dem Kälteeinbruche;

2. durch die Größe der Temperaturgradienten in der eindringenden kalten Luftmasse.

Je stabiler die Schichtung im Anfangsstadium ist, um so größer ist die Abkühlung auf dem Sonnblicke relativ zu jener im Tale; geht dem Kälteeinbruch Temperaturumkehr voraus, so kann im Tale Erwärmung, in der Höhe Abkühlung eintreten.

Die Abkühlung beginnt auf der Zugspitze früher als auf dem Sonnblicke, auf dem Säntis zumeist früher als auf der Zugspitze, wodurch bedeutende horizontale Temperaturgradienten im Niveau von 3000 *m* entstehen. In einigen Fällen kann für einen bestimmten Zeitpunkt eine keilförmige Lagerung der kalten Luftmasse am Nordabfalle der Alpen festgestellt werden. Durch Verbindung mit der Tatsache, daß die kalte Luft sich zuerst in der Tiefe ausbreitet, ergibt

sich, daß die auf der Rückseite der Depressionen einströmende kalte Luft sich in Gestalt einer Böe bewegt.

Mit Übertritt der kalten Luft über den Sonnblick auf die Südseite des Gebirges entsteht im obern Teile der südlichen Luftsäule labiles Gleichgewicht. Die kalte Luft steigt infolge ihrer größern Dichte bei fortwährender Erwärmung durch Kompression auf der Südseite so lange ab, bis sie auf Luftschichten gleicher Dichte trifft. Bei sehr stabilem Anfangszustande der Südsäule erreicht dann die kalte Luft überhaupt nicht mehr den Grund des südlichen Tales, sondern breitet sich horizontal aus. In Döllach treten dann keine Temperaturänderungen auf, die mit dem Kälteeinbruche auf der Nordseite in Zusammenhang gebracht werden könnten. Je nach der Anfangstemperatur in Döllach kommt es in allen übrigen Fällen auf der Südseite entweder zu bora- oder zu föhnartigen Fallwinderscheinungen. Immer aber ist die Abkühlung geringer als auf der Nordseite. Ebenso ist die Erniedrigung der Mitteltemperatur der Südsäule infolge Kompression der absteigenden Luft nie so bedeutend wie auf der Nordseite.

Dem Sinken der Mitteltemperaturen der Luftsäulen entsprechend, tritt bei den Kälteeinbrüchen sowohl auf der Nordseite, wie auf der Südseite des Gebirges Drucksteigerung ein. Der bedeutendern Abkühlung der Nordsäule zufolge ist der Druckanstieg auf der Nordseite intensiver, so daß bedeutende Gradienten zwischen Nord- und Südseite des Gebirges entstehen, die sich aber des Gebirges wegen nicht ausgleichen können. Die keilförmige Ausbuchtung der Isobaren auf der Nordseite der Alpen ist ein Ausdruck für die ungleiche Mitteltemperatur der Luftsäulen.

Die Stationen am Südfuße der Alpen (Riva, Lugano) verzeichnen am Tage des Übertrittes der kalten Luft auf die Südseite der Alpen niemals starke Abkühlung, häufig jedoch geringe Erwärmung; in den meisten Fällen ist eine wesentliche Temperaturveränderung gegenüber dem Vortage nicht zu konstatieren. Fast in allen Fällen jedoch ist Fallwindeinfluß durch rasche Abnahme der relativen Feuchtigkeit, durch Ausheiterung und nördliche Winde deutlich nachzuweisen; steigender Druck weist jedoch darauf hin, daß die Luftsäule im ganzen kälter wird. Der Südfuß der Alpen ist durch den Alpenwall zwar nicht vor den nördlichen Winden selbst, aber vor den meisten Kälteeinbrüchen geschützt infolge der bedeutenden, durch Kompression bewirkten Erwärmung der kalten absteigenden Luft auf der Leeseite.

Die südungarische Kossava schildert S. Rona.[1]) Mit diesem Namen wird der heftige Südostwind bezeichnet, der an der untern Donau in Ungarn vorkommt, und vor dem gelegentlich selbst die

[1]) Meteorolog.. Ztschr. Hann-Band 1906. p. 151.

Dampfer Schutz suchen. Die Kossava führt immense Sandmassen mit sich, die sie über die Donau setzt, wodurch die Luft undurchsichtig wird. Der Sand bewegt sich mit solcher Wucht, daß er bloßgelegte Körperteile (Gesicht, Hände) wund schlägt. Kinder und Weiber wagen sich nicht ins Freie, nur starke Männer widerstehen der Gewalt der Kossava. Leichte Fuhrwerke werden vom Sturme umgeworfen.[1])

Von den an der untern Donau liegenden Ortschaften leiden besonders Fehértemplom und Palánk von der Kossava, wo der Staub in die Wohnungen eindringt und den Verkehr in den Straßen unmöglich macht. Am stärksten ist sie zwischen Báziás und Fehértemplom, ferner werden Kubin, Palánka, Pancsova und Versecz von ihr heimgesucht. Also die südliche Hälfte der Komitate Torontál, Temes und Krassó-Szörény ist die Heimat der Kossava. Nach Norden und Westen zu schwächt sie sich ab, in Temesvar tritt sie selten auf, gegen Westen steckt ihr die Tisza eine Grenze.

Die Station Pancsova hatte während 21 Jahren im Jahresmittel 17 Tage mit Kossava, doch nach der Natur einzelner Jahre mit großen Abweichungen von diesem Mittelwerte. Die beiden Extreme sind das Jahr 1887 mit 31 und das Jahr 1893 mit bloß vier Kossavatagen. Die Dauer der Kossava erstreckt sich in der Regel über einen Tag hinaus, sechstägige Perioden kamen fünfmal vor, siebentägig war bloß eine, vom 1. bis 7. März 1884. Es bestätigt sich auch bei Pancsova, daß die Kossava den kühlen und kalten Monaten eigen ist; im Mai kamen während 21 Jahren im ganzen zwei, im August drei Kossavafälle vor, alle übrigen Fälle gehörten dem Zeitabschnitte September bis April an.

Die Kossava ist ein eminenter Staubwind. Sie entführt große Sandmassen den entblößten serbischen Bergen, die sie zum großen Teile schon der Donau abgibt, wodurch sie vermutlich zum Entstehen von Sandbänken, Inseln und Veränderungen des Strombettes beiträgt. Die leichtern Sandpartikel trägt sie auch auf größere Entfernungen und wirbelt überdies auch auf dem diesseitigen Ufer den Sand auf, so daß sie den Aufenthalt im Freien unangenehm macht. Zuweilen hemmt sie auch den Eisenbahnverkehr, so auch im Januar 1906, als das Bahngleis zwischen Petrovoszello und Alibunár eine 0.5 *m* hohe Sandschicht bedeckte.

Man kann schon aus der Richtung des Windes a priori schließen, daß die Kossava einen von Ost nach West gerichteten barometrischen Gradienten bedingt. Übrigens führt das Durchblättern der synoptischen Karten sofort zum Ziele, man bemerkt nämlich, daß die Luftdruckverteilung an Kossavatagen in Mittel- und Südrußland ein stark entwickeltes Maximum und über dem Mittelländischen Meere (Italien, Adria) ein tiefes Minimum aufweist. Diese Situation gibt ein untrügliches Prognostikon für die Kossava.

---

[1]) Themák, Természettudományi Füzetek 1887.

Natürlich müssen für das Entstehen der Kossava genügend starke Druckunterschiede vorhanden sein. Die Isobaren drängen sich dann dicht aneinander, in Südungarn ungefähr in meridionaler Richtung, und die Kossava erhält nach der bekannten Ablenkung der untern Luftströmungen die Südostrichtung. Je nach den Verschiebungen des Maximums und Minimums kann sich die Richtung von Südsüdost bis Ostsüdost ändern. Prof. v. Cholnoky fand anläßlich seiner Studien in der Deliblater Pußta, daß sich die Sandwehen in einer Richtung aneinanderreihen, die einen Winkel von 35° mit der Ostwestlinie bildet.

Die Größe des allgemeinen Gradienten in vielen Teilen des Landes genügt nach Rona nicht, um die Heftigkeit des Sturmes zu erklären, die an der untern Donau erreicht wird, es müsse daher in der Gegend der Kossava eine lokale Verstärkung des Gradienten stattfinden. „Betrachten wir," sagt er, „die Depression über der Adria als Aspirationsherd für die untern Luftströmungen, so geht natürlich das Zuströmen der Luft auf der weiten Fläche des Alfölds ohne Hindernis vonstatten, und nur am Fuße der serbischen Berge stockt das horizontale Ansaugen der Luft. Demzufolge müssen am diesseitigen Fuße des serbischen Gebirges aus dynamischen Ursachen auch in vertikaler Richtung Druckunterschiede hervorgerufen werden, die, gepaart mit dem horizontalen Gradienten, schräg herabstürzende Fallwinde erzeugen. Das stoßweise Zustürzen der Luft aus der Höhe entsteht durch die Diskontinuitäten des Ansaugens und Abstürzens.

Der Vorgang ist überhaupt derselbe, wie derjenige, der das Entstehen des Föhns und anderer Fallwinde einleitet. Es soll allgemein darauf hingewiesen werden, daß überall an den Berührungslinien von Bodenerhebungen mit einem Flachlande im Falle eines hinreichenden horizontalen Gradienten (in einer gewissen Entfernung vom Gebirge, je nach der Formation des Abhanges) herabstürzende heftige Windstöße entstehen müssen.

Es läßt sich das Prinzip der lokalen Verstärkung des Gradienten allgemeiner auf sämtliche Fallwinde anwenden. Jeder Fallwind kommt schräg zum Boden verstärkt an. Die Stärke, mit welcher er den Boden trifft, repräsentiert die Resultante, welche aus der Zusammensetzung des horizontalen (allgemeinen) Gradienten mit dem vertikalen (lokalen) Gradienten entsteht. Daher ist jeder Fallwind bis zu einer gewissen Entfernung immer heftiger, als gleichzeitig der bloß durch horizontale Druckdifferenzen getriebene Wind der Niederung.

So wird es unschwer sein, die Frage zu beantworten, warum in Oberungarn zur Zeit der Kossava die Luftströmungen schwächer sind, als an der untern Donau. Die nördliche Karpathenkette hat im großen und ganzen eine westöstliche Zugrichtung, so daß die zur Zeit der Kossava dort herrschende allgemeine östliche Luftströmung parallel mit dem Gebirge weht. Die Analogie würde demnach erwarten

lassen, daß am Nordrande des Alfölds, an den Berührungslinien mit dem Gebirge, die aus dem nördlichen Quadranten kommenden Winde als Fallwinde auf dem Alföld mit wachsender Stärke anlangen, wenn die Depression auf den Balkan zu liegen kommt. Dies ist allerdings eine Vermutung, die erst durch eine Spezialuntersuchung zu beweisen wäre, wobei man sich auf genaue Anemometerangaben zu stützen hätte.“

Schließlich faßt Rona das Ergebnis seiner Untersuchungen wie folgt zusammen: „Die Kossava ist ein Fallwind auf der Tiefebene, zu dessen Entstehen als meteorologischer Faktor eine mediterrane Depression, als geographischer Faktor das Zusammentreffen der ungarischen Niederung mit dem serbischen Gebirge Veranlassung gibt.

Insoweit der Fallwind reicht, bis zu einer beschränkten Entfernung vom Gebirge, findet eine lokale Verstärkung der Luftströmung statt, indem sich zu dem allgemeinen horizontalen Gradienten noch ein vertikaler Gradient gesellt, wodurch der Wind schief zum Boden gelangt mit einer Stärke, die durch die Resultante beider Gradienten gegeben ist. Allgemein widerfährt jedem Fallwinde eine derartige Verstärkung, daher die Fallwinde heftiger sind als die bloß durch die horizontalen Druckdifferenzen getriebenen Winde.

Bei dem Fallwinde auf der Ebene (Kossava in Südungarn) schwächen sich die Föhnerscheinungen infolge Wärmeabgabe durch große Luftmischungen, beim Fallwinde auf geschlossene Täler (Nemere in Siebenbürgen) steigern sie sich, weil die dynamische Erwärmung sich den adiabatischen Zuständen nähert.

Kossava und Nemere sind Folgen derselben Wetterlage (Luftdruckmaximum in Rußland, Minimum in Italien oder Umgebung); sie fehlen in der warmen Jahreszeit, weil diese Wetterlage im Sommer in der Regel nicht vorkommt.“

Nachweis des Antipassats über dem Atlantischen Ozeane. Mit Hilfe von Pilotballons ist es L. Rotch und L. Teisserenc de Bort gelungen, den Gegenpassat direkt nachzuweisen.[1]) Die Bahnen der Pilotballons, welche im Juli und August dieses Jahres aufstiegen, konnten durch Triangulation von zwei Punkten aus, auf den Azoren, Madeira, Teneriffa und Kap Vert genau festgelegt werden. Außerdem wurde ein Ballon vom Meere aus aufgelassen, dem ein Schiff, wenn auch mit kleinerer Geschwindigkeit, folgte. Die folgende Tabelle enthält die gefundenen Resultate:

Ponta Delgada 32° N	22. August:	NO bis 800 *m*, darüber NW (4200 *m*);
Madeira 33° N	16. August:	NO bis 1600 *m*, NW abwechselnd mit SW bis 11 500 *m*, darüber WSW;

[1]) Compt. rend., 1905. 9. Okt. — Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 185.

17. August: NO bis 2900 *m*, NW abwechselnd mit NO bis 11 500 *m*, darüber WSW.

Eigentliche Passatregion:

Teneriffa 28° N

7. Juli: NO bis 400 *m*, NW bis 3500 *m*, darüber WSW (7500 *m*);

9. Juli: NO bis 300 *m*, NW bis 4000 *m*, darüber SSO und SO (5700 *m*);

10. Juli: NO bis 3000 *m*, SW und NW bis 5200 *m*, darüber S und SO (11 000 *m*);

10. August: NO bis 3100 *m*, OSO und S bis 5300 *m*, darüber SSW (5880 *m*);

11. August: NNO bis 2300 *m*, darüber S und SSW (3980 *m*);

Meer bei Insel Palma 28° N

13. August: NO bis 2600 *m*, NW bis 3400 *m*, WSW 3400 bis 4200 *m*, darüber SW (6550 *m*);

Saint-Vincent (Kap Vert) $16^1/_2$° N

17. Juli: NO bis 3400 *m*, variable bis 5100 *m*, darüber SSO und SO (10 900 *m*),

18. Juli: NO bis 1300 *m*, darüber OSO (2350 *m*);

29. Juli: NO bis 600 *m*, variable und NW bis 1900 *m*, SW und SSW bis 7500 *m*, OSO und NO bis 11 700 *m*, darüber starker Südwind (13 600 *m*);

Drachen 11° N. Br. 30° W. L.

24. Juli: NO bis 2500 *m*, starke östliche Winde, Altocumuli führend.

Aus den obigen Beobachtungen in diesem Teile des Atlantischen Ozeanes kann man folgende Schlüsse ziehen:

1. In den untern Schichten geht der Wind von NO—O gegen den Äquator; über 1000 *m* von NW—NO.

2. In der Zone nördlich des ozeanischen barometrischen Maximums, außerhalb der Passatregion (nördlich von Madeira und gegen die Azoren hin) wehen in den obern Schichten, wie man durch Wolkenbeobachtungen bereits festgestellt hat, West- und Nordwestwinde.

3. Der Gegenpassat hat eine südliche Komponente und weht in der Breite der Kanarischen Inseln von SW, bei Kap Vert von SO, wie es der Erdrotation entspricht.

Der Gegenpassat existiert demnach so, wie ihn die Meteorologie ohnehin bisher angenommen hat."

Der Passat der südlichen Erdhälfte und der allgemeine Wettertypus auf den britischen Inseln. In neuester Zeit bricht sich die Er-

kenntnis mehr und mehr Bahn, daß die Erforschung der atmosphärischen Erscheinungen sich nicht auf die Äußerungen des Wetterwechsels innerhalb enger Erdräume, wie z. B. Westeuropa und der nordatlantische Ozean, beschränken dürfe, sondern die atmosphärischen Vorgänge in ihrem Zusammenspiele auf der ganzen Erdoberfläche in Betracht gezogen werden müssen. Von diesem Gesichtspunkte aus hat der Direktor des Meteorological Office in London, W. N. Shaw, eine Darlegung veröffentlicht,[1]) in welcher er die Schwankungen in der Intensität des Südostpassates im südatlantischen Ozeane mit den Schwankungen des Regenfalles über Südengland in Verbindung bringt. Man könnte diese Verknüpfung zunächst leicht als etwas sehr weit hergeholt ansehen, allein bei genauerer Betrachtung läßt sich immerhin für die Möglichkeit einer solchen nähern Beziehung mancherlei beibringen. Man braucht indessen hierauf zunächst kein Gewicht zu legen, sondern kann sich lediglich an die Tatsache halten, welche Shaw beibringt; auch ist es kein Geringerer als Professor Hann, der diese durchaus beachtenswert findet, die Untersuchungen von Shaw in deutschem Auszuge mitteilt und einige Bemerkungen daran knüpft.[2]) Aus dieser Darlegung des Altmeisters der meteorologischen Forschung möge folgendes hier Platz finden.

„Als die amerikanische Expedition zur Beobachtung einer Sonnenfinsternis im Jahre 1890 auch St. Helena besuchte, gab Prof. Cleveland Abbe als Teilnehmer an der Expedition dort die Anregung zur Errichtung eines meteorologischen Observatoriums. St. Helena liegt im Herzen der Passatregion des Südatlantischen Ozeanes. Die Errichtung eines Observatoriums daselbst, ausgerüstet mit den neuen registrierenden Apparaten, wäre gewiß von großer Wichtigkeit für die Meteorologie. Die kolonialen Finanzen waren aber damals in einem Zustande der Depression, und es wurde deshalb das Meteorological Council um Beistellung von Instrumenten angegangen. Das Council verfügte aber auch nur über geringe Mittel und konnte nur ein Anemometer beistellen, welches eben von Helgoland zurückgekommen war.

Dieses Anemometer wurde nun auf St. Helena (St. Matthew Vicarage) in Tätigkeit gesetzt und leistete mit geringen Unterbrechungen gute Dienste bis Mitte 1904. Um diese Zeit mußte das Instrument zur Reparatur nach England zurückgesandt werden. Die mehrjährigen Registrierungen werden gegenwärtig im Meteorological Office reduziert. Shaw wollte aber vorläufig Gelegenheit nehmen, auf einige Ergebnisse hinzuweisen, welche, weil zu spekulativer Natur, sich nicht gut für die spätere offizielle Publikation der Ergebnisse eignen, ihm aber doch zu anregend scheinen, um gänzlich unterdrückt zu werden. Er möchte die Aufmerksamkeit lenken auf

[1]) Nature 1900. Dec. 21.
[2]) Meteorolog. Ztschr. 1901. p. 82.

die Möglichkeit, daß bei eingehenderm Studium der Erscheinung sich eine effektive (a working connection) Beziehung zwischen den Pulsationen der Stärke des Passates in der südlichen Hemisphäre und dem allgemeinen Typus des Wetters in einem so entfernten Teile der Erde, wie die britischen Inseln, herausstellen könnte. Während die Passate als die am meisten direkt in Erscheinung tretenden Repräsentanten des dynamischen Effektes der Sonnenstrahlung betrachtet werden können, muß der Regenfall als in enger Beziehung stehend zu dem Prozesse der Verteilung dieser Energie über die Erdoberfläche angesehen werden. Shaw führt dies weiter aus und bemerkt, daß von diesen zwei Indizes des allgemeinen Prozesses der Verteilung der Sonnenenergie, der eine, der Passat der stetigste, der andere dagegen der am meisten veränderliche von allen meteorologischen Phänomenen ist. Eine Beziehung zwischen den beiden aufzufinden, die doch eine Notwendigkeit in dem allgemeinen Prozesse der Zirkulation ist, wäre gewiß von großem meteorologischen Interesse und dürfte auch von immenser ökonomischer Wichtigkeit sein.

Shaw teilt dann in einem Diagramme den korrespondierenden Gang der monatlichen mittlern Windgeschwindigkeit des Südostpassates auf St. Helena 1892/1903 und des mittlern Regenfalles in England 1866/1900 mit, die wirklich ganz überraschend parallel verlaufen! Ebenso verfolgte der Autor die beiden Phänomene Jahr für Jahr, und da zeigte es sich, daß das Jahr 1903 eine exzeptionelle mittlere Stärke des Südostpassates hatte: 9,4 *m*/sec gegen 8,0 im zwölfjährigen Mittel. Nun trifft es sich, daß in England das Jahr 1903 einen ganz abnorm großen Regenfall hatte, während das Jahr 1893, das auf St. Helena eine geringe Windstärke zeigt, in England ein sehr trockenes war, namentlich im Frühlinge, wo die Stärke des Südostpassates ganz besonders niedrig war. Als Shaw ferner die Kurven des jährlichen Ganges der Windstärke auf St. Helena für die einzelnen Jahre zeichnete, fiel ihm auf, daß das Jahr 1898 von den übrigen dadurch abwich, daß es zwei Maxima der Windstärke hatte, das eine im März (und April), das andere im Oktober, statt des sonst einzigen Maximums im September. Unser Autor verglich nun den Regenfall in Südengland von Monat zu Monat in diesem auf St. Helena exzeptionellen Jahre mit dem Gange der entsprechenden Windstärken daselbst, und siehe, auch hier zeigte sich wieder eine merkwürdige Übereinstimmung. Auch der Regenfall in Südengland zeigte zwei Maxima, ein abnormes im Mai und ein zweites im November, beide etwas verspätet gegen die Maxima der Windstärke auf St. Helena, wie es zu erwarten ist, wenn ein kausaler Zusammenhang zwischen beiden besteht. Das normale Oktobermaximum der Regenmenge in Südengland war 1898 auf den November verschoben, sowie auf St. Helena das normale Maximum der Windstärke vom September auf den Oktober. Das ist gewiß ein merkwürdiges Zusammentreffen.

Shaw ist aber vorsichtig genug, selbst hervorzuheben, daß, während auf St. Helena das Maximum der Windstärke regelmäßig im September eintritt, in Südengland jeder Monat der regenreichste sein kann, und daß im allgemeinen auch die Jahre, nach der Regenmenge geordnet, sich nicht decken mit jenen auf St. Helena, wenn sie nach der Windstärke aneinander gereiht werden. Trotzdem meint Shaw, daß die oben von ihm aufgedeckten Fälle gegenseitiger Beziehungen zwischen der Windstärke auf St. Helena und der Regenmenge in Südengland kaum rein zufällige sein können. Er meint deshalb, daß es immerhin nützlich sein möchte, auf diese Beziehungen zwischen den Pulsationen in der Stärke des Südostpassates auf St. Helena und der Stärke des Regenfalles in Nordwesteuropa hinzuweisen."

„Wenn wir," sagt nun Prof. Hann, „um unser Urteil gefragt würden, so müßten wir wohl gestehen, daß wir an so enge Beziehungen der beiden Phänomene nicht denken können und annehmen zu müssen glauben, daß die obigen Relationen doch nur ein Spiel des Zufalles gewesen sein dürften. Es ist nach unsern gegenwärtigen Kenntnissen nicht einzusehen, wie die variable Stärke des Südostpassates auf St. Helena so direkt sich in England fühlbar machen könnte, wenn man sich nicht zur Mauryschen Theorie der atmosphärischen Zirkulation bekennt. Für Maury wären allerdings die oben mitgeteilten Koinzidenzfälle ein wahrer Triumph gewesen. Wir rechnen es aber doch Shaw hoch an, daß er sich nicht gescheut hat, diese Anregungen, so bedauerlich bizarr (wie er sich selbst ausdrückt) sie scheinen mögen, vor die Öffentlichkeit gebracht zu haben. Wir danken ihm dafür, daß er den Finger auf eine Stelle gelegt hat, von der aus die neuere Meteorologie vielleicht noch bisher ungeahnte Erfolge erzielen mag. Vor allem andern aber ist diese Anregung besonders dankenswert, weil sie zur Folge haben kann, daß man sich berufen fühlen dürfte, die Variationen der Stärke der Passatwinde fortlaufend zu überwachen. Und da eine solche Anregung von dem Chef des Meteorologischen Amtes in London ausgeht, ist einige Aussicht vorhanden, daß sie nicht ohne Folgen bleibt. Wenn wir bedenken, daß von der variablen Stärke des Nordostpassates im Atlantischen Ozeane höchstwahrscheinlich auch die veränderliche Masse warmen Wassers abhängt, welche der Golfstrom und die Antillenströmung in den nordatlantischen Ozean ausgießt, und daß diese wieder die bedeutsamsten Folgen für die Klimaänderungen von Nordwest- und Westeuropa überhaupt haben dürfte, so erkennen wir, wie wichtig es wäre, wenn die variable Stärke des Nordostpassates stetig kontrolliert werden könnte. Ich habe an einer andern Stelle darauf hingewiesen, daß die Intensität des nordatlantischen Barometerminimums bei Island mit der variablen Stärke des Nordostpassates zusammenhängen könnte.[1]) Wir haben in den Luftdruckdifferenzen zwischen Island

[1]) Meteorolog. Ztschr. 1905. p. 75 und Quart. Journ. R. Met. **31.** p. 161.

und den Azoren ein Mittel, „einem Hauptfaktor des Klimas von Nordwest- und Mitteleuropa gleichsam beständig den Puls zu fühlen." Aber für die Stärke des Nordostpassates fehlt uns ein derartiger bequemer Index. Meteorologische Stationen im äquatorialen Gebiete des atlantischen Ozeanes könnten dieses Mittel liefern. Vielleicht wären eine ständige Station auf den Kap Verdischen Inseln und eine zu Freetown, Sierra Leone, dazu geeignet, letztere liegt in der Hand Englands. Die Luftdruckdifferenzen Ponta Delgada und Funchal (Madeira) gegen die Kap Verden und Sierra Leone würden vielleicht für die Variationen in der Stärke des Nordostpassates ein Maß abgeben wie jene zwischen Ponta Delgada und Island für die nordatlantische Zirkulation. Die Luftdruckstationen: St. Helena, Ascension, Sierra Leone und Kap Verden, Azoren und Madeira, mit Island würden vielleicht gestatten, die Pulsationen der atlantischen atmosphärischen und damit wahrscheinlich auch teilweise der ozeanischen Zirkulation ständig verfolgen zu können. Stationen in Guyana, (auch Trinidad) und auf Bermuda würden eine wichtige Ergänzung bilden. Hoffen wir, daß die Anregung, die Shaw gegeben hat, zu einer derartigen Überwachung der atlantischen Zirkulation führen möge."

Die tropischen Orkane und die Grundlagen zum Manövrieren in denselben sind auf Basis der sämtlichen bisherigen Forschungen von der Deutschen Seewarte dargestellt worden.[1]) Der Hauptinhalt dieser Darstellung mit Fortlassung des lediglich für den Seeforscher selbst bestimmten Teiles ist im wesentlichen folgender:

Orkanfreie Gebiete. „Orkanartige Stürme und Orkane kommen in großen Meeresgebieten der warmen Zone nicht vor. Unbekannt sind sie zunächst in unmittelbarer Nähe der Linie bis zu 4° oder 5° Breite. In größerer Entfernung von der Linie kommen dann Böen, auch orkanartige Böen vor, die meist bald ein Ende nehmen, sich aber selten allmählich zu richtigen Orkanen entwickeln. Die Zone in der Nähe der Linie, in der keine Orkane vorkommen, ist allem Anscheine nach schmaler da, wo die Meeresflächen durch kleine, zerstreute Inselgruppen oder Atolle unterbrochen ist, z. B. im nordwestlichen Stillen Ozeane, breiter da, wo gar kein Land ist, wie z. B. in der Mitte des Stillen Ozeanes auf Südbreite, oder wo sich weite, zusammenhängende Landflächen ausdehnen, wie z. B. an der Ostküste Afrikas zwischen Zanzibar und Ras Hafun oder auf der ostasiatischen Inselflur zwischen Sumatra und Neuguinea.

Außer dieser orkanfreien Zone in der Nähe der Linie gibt es noch in jedem der großen Weltmeere sich an diese Zone anschließende Gebiete, die entweder als ganz orkanfrei oder doch nahezu als orkanfrei gelten können (vielleicht ein Orkan in einem Menschenalter). Es sind dies die Passatstrecken, wo der Passat jahraus jahrein so ziemlich ununterbrochen durchsteht. Im Stillen Ozeane ist dieses Gebiet am größten. Es erstreckt sich auf Nordbreite südlich und westlich von den Sandwichinseln zwischen den Meridianen von 150° östl. Länge in 20° nördl. Breite, von 175° östl. Länge in 10° nördl. Breite, eben östlich von den Marianen und Marschallinseln, bis zum Meridiane von 120° westl. Länge, etwa dem von San Franzisko. Auf Südbreite setzt sich dann ein

[1]) Monatskarte für den nordatlantischen Ozean. Februar 1906.

entsprechendes Gebiet weiter nach Osten hin fort, nördlich vom südlichen Wendekreise zwischen dem Meridiane von 130° westl. Länge, östlich von den Markesas- und den Paumotouinseln, bis zur Westküste Südamerikas.

Auch im Atlantischen Ozeane schließen sich an die orkanfreie Zone bei der Linie zwei andere orkanfreie Gebiete an, ein kleineres im Nordostpassatgebiete, südlich vom nördlichen Wendekreise zwischen 35° und 50° westl. Länge, und das weit ausgedehntere ganze Südostpassatgebiet im Norden einer geraden Linie, die etwa Santos mit der Mündung des Orangeflusses verbindet.

Im Indischen Ozeane ist das nichtäquatoriale orkanfreie Gebiet am kleinsten. Im Norden der Linie fehlt ein solches ganz. Im Süden der Linie liegt nördlich vom südlichen Wendekreise zwischen den Meridianen von 90° und 105° östl. Länge nur ein kleines, fast orkanfreies Gebiet innerhalb des Südostpassatgebietes. Diese abweichenden Verhältnisse innerhalb des Indischen Ozeanes, der im Norden von 4 bis 7° nördl. Breite gar kein orkanfreies Gebiet hat, stehen in Verbindung mit seinen Monsunen, ein Gesichtspunkt, der auch einige andere Eigenheiten der Orkane zwischen Arabien und Hinterindien, z. B. die Zeit ihres Auftretens, zu erklären geeignet ist.

Beschreibung. Aus der Vogelschau gesehen, stellt sich ein tropischer Orkan als großer, flacher Luftwirbel dar, der selten und nur bei langsamer Fortbewegung nahezu kreisförmig ist, in den meisten Fällen aber länglich rund, elliptisch oder eiförmig erscheint, um schließlich bis zu den Grenzen der Tropen noch unregelmäßiger zu werden und sich auch sonst noch wesentlich zu verändern. Dieser Luftwirbel hat einen Kern von geringem Durchmesser, wo Windstille herrscht oder doch nur leichte umlaufende Winde, und über dem die sonst dichte, über dem Orkane lagernde Wolkendecke oft durchbrochen ist. (Das „Auge“ des Orkanes.) Der Kern, die windstille Mitte, ist anfänglich von geringer Ausdehnung, 1 bis 2 Seemeilen, nimmt aber mit dem Fortschreiten des ganzen Orkanes, sowie mit der geographischen Breite an Ausdehnung zu, um schließlich an den Grenzen der Tropen den zehn- bis fünfzehnfachen Durchmesser zu erreichen. Mit der weitern Entartung des Orkanes außerhalb der Tropen, von 30 oder 35° an, ist der Kern dann als solcher nicht mehr deutlich zu erkennen, indem sich der anfänglich scharfe Übergang von Kern und Wirbel mehr und mehr verwischt.

Gleich außerhalb der windstillen Mitte wütet — volle Entwicklung vorausgesetzt — an allen Seiten der Orkan mit der größten Kraft, B. 12 und aus allen Richtungen der Windrose; mit der Entfernung von der Mitte nimmt die Windstärke allmählich ab, bis zu steifer oder mäßiger Brise. Die Böen nehmen ebenfalls von innen nach außen an Häufigkeit und Stärke ab. Die Luft wirbelt links herum auf Nordbreite, gegen den Uhrzeiger, rechts herum auf Südbreite, mit dem Uhrzeiger.

Die Luftteilchen an der Meeresoberfläche, also der Wind des Beobachters, nähern sich der Mitte in Spiralen. Je weiter nach außen, um so weniger gekrümmt, je weiter nach innen, um so mehr gekrümmt sind die Spiralen; oder anders ausgedrückt: je weiter von der Mitte entfernt, und je schwächer der Wind, um so mehr zeigt er nach der Mitte hin, und je näher bei der windstillen Mitte, d. h. je stärker der Wind, um so weiter zeigt er von der Mitte weg, bis er in unmittelbarer Nähe der Mitte oft nur mehr um einen halben Strich einwärts zeigt, d. h. nicht ganz die Richtung der Tangente an den Kern, diesen kreisförmig gedacht, erreicht. Die einströmende Luft erreicht schließlich die windstille Mitte und steigt hier wie in einem Schornsteine auf, um in großer Höhe wieder nach außen abzufließen. Ein Orkan befindet sich in einem Zustande stetigen Werdens und Vergehens.

Zu bemerken ist noch, daß unter sonst gleichen Verhältnissen der Wind bei kleiner geographischer Breite mehr nach der Mitte hinweist als bei größerer Breite, und daß eine Küste, vor allem eine hohe Küste, auch wenn sie ziemlich weit vom Orkane entfernt ist, die Neigung hat, den Wind zu zwingen, mehr längs der Küste zu wehen.

P e i l u n g d e r M i t t e. Wenn man für irgend einen Zeitpunkt die Lage der Orkanmitte und außerdem außerhalb der Mitte eine Windbeobachtung kennt, so bezeichnet man als „Peilung der Mitte“ den Winkel, den der geradlinig verlängerte Windpfeil mit der Verbindungslinie zwischen Schiff oder Beobachter und Orkanmitte macht. In frühern Jahren hat man die Peilung der Einfachheit wegen immer zu 8 Strich angenommen. In Nordbreite und bei Nordwind würde dann z. B. die Orkanmitte östlich vom Beobachter liegen, in Südbreite und bei Südostwind nordöstlich vom Schiffe.

Später hat man die Peilung zu 6 Strich angenommen, ein Wert, der dem Durchschnittswerte jedenfalls näher kommt, als 8 Strich.

Es ist aber besser, sich dessen bewußt zu bleiben, daß die Peilung keine feste, sondern eine veränderliche Größe ist, die von der geographischen Breite, der Windstärke und der Fortbewegung des Orkanes abhängt, so daß es sich auch in offener See immer nur um eine Schätzung handeln kann, die je nach der Vertrautheit des Beobachters mit dem ganzen Gegenstande genauer oder ungenauer ausfällt.

A u s d e h n u n g, F o r t b e w e g u n g, B a h n e n u n d O r k a n z e i t e n. Als Anhaltspunkte mögen die folgenden Zahlen gelten:

Geograph. Breite	10°	20°	30°	über 30°
Durchmesser. . .	bis 200 Sm.	bis 400 Sm.	bis 600 Sm.	über 600 Sm.
Fortbewegung in Knoten . . .	5 Kn.	10 Kn.	15 Kn.	über 15 Kn.

Bahnrichtung: West bis Nordwest in sehr niedrigen nördlichen Breiten bis 15° Breite;
West bis Südwest in sehr niedrigen südlichen Breiten bis 15° Breite;

Bahnrichtung: Nordwest bis Nord in etwas höhern tropischen nördlichen Breiten bis 23° Breite;
Südwest bis Süd in etwas höhern tropischen südlichen Breiten bis 23° Breite;
Nord bis Nordost in der Nähe des nördlichen Wendekreises und nördlich davon;
Süd bis Südost in der Nähe des südlichen Wendekreises und südlich davon.

Manche Orkane machen während ihrer Dauer alle diese Richtungsänderungen durch, gehen z. B. auf Nordbreite erst nach Nordwest, dann nach Nord und endlich nach Nordost. Andere begnügen sich mit einer oder zwei Richtungen, z. B. nur nach Südwest bei Nordostaustralien im Korallenmeere, und dann Ende des Orkanes über dem Festlande; ähnlich nur Südost in der östlichen Südsee, oder erst nach Nordwest und dann nach Nord im ostchinesischen und gelben Meere. Unregelmäßig sind die Orkanbahnen ganz im Anfange der Entstehung des Orkanes, wo ihre Geschwindigkeit verschwindend gering, nur 1 bis 2 Kn. ist. Die Mitte des Wirbels pendelt dann wohl hin und her oder beschreibt auch Schleifen, bis die eigentliche Wanderung des Orkanes mit einer nunmehr regelmäßigen Bahn beginnt. Die Entstehungsgebiete liegen zwischen 15° Breite und dem äquatorialen orkanfreien Gebiete, reichen aber stellenweise weiter nach den Polen hin, so in der Südsee bis zu 20° südl. Breite bei Neukaledonien, bis zu 28° nördl. Breite im Japanischen Meere und im Golfstromgebiete.

Die Hauptorkanzeiten liegen in den drei gleich auf den höchsten Sonnenstand folgenden Monaten, sind also in nördlicher Breite Juli, August, September, in südlicher Breite Januar, Februar und März. Eine Ausnahme macht der nördliche Indische Ozean, wo in den entsprechenden drei Monaten Juli, August und September der Südwestmonsun meist so kräftig durchsteht, daß sich dann selten Orkane in ihm entwickeln. Die Orkanzeiten fallen hier mehr auf die Monate des Monsunwechsels, d. h. die drei vorhergehenden und nachfolgenden Monate, also: April, Mai, Juni und Oktober, November, Dezember.

Die außertropischen Stürme und die tropischen Orkane haben also nahezu eine entgegengesetzte jährliche Periode der Häufigkeit in der kalten und der warmen Jahreszeit.

Sehr wertvolle Beobachtungen liefert der

Luftdruck. Tägliche Wellen. Innerhalb der Tropen ist der tägliche Gang des Luftdruckes weit regelmäßiger als außerhalb. Die Aufzeichnungen eines jeden gewöhnlichen Tages zeigen zwei Wellenberge und zwei Wellentäler; die Berge fallen ungefähr auf die Stunden 10 Uhr vormittags und nachmittags, die Täler auf die Stunden 4 Uhr nachmittags und 4 Uhr vormittags. Die Tageswelle ist etwas stärker als die Nachtwelle. Das Barometer fällt also von 10 Uhr vormittags bis 4 Uhr nachmittags um 2 bis $2^1/_2$ *mm*, um bis 10 Uhr nachmittags nahezu ebensoviel zu steigen und dann wieder bis 4 Uhr vormittags zu fallen. Wenn diese Wellen Unregelmäßigkeiten aufweisen, so ist dies ein Anzeichen einer atmosphärischen Störung, die Aufmerksamkeit verdient, einerlei, ob es ein anerkannter Orkanmonat ist oder nicht. In einigen Gegenden gibt es allerdings eine Folge von Monaten, in denen niemals ein Orkan beobachtet worden ist, in andern dagegen sind, wenn auch nur ganz ausnahmsweise, Orkane fast in jedem Monate beobachtet worden.

24stündige Unterschiede. Ein anderes Mittel, Unregelmäßigkeiten des Luftdruckes in den Tropen auf die Spur zu kommen, besteht darin, daß man die augenblickliche Ablesung mit der vor 24 und 48 Stunden vergleicht. Man schafft so den Einfluß der täglichen Wellen des Luftdruckes weg und erfährt auf die einfachste Weise, ob der Luftdruck an und für sich zu- oder abnimmt.

Bei der Beurteilung dieser 24 stündigen Unterschiede muß man beachten, daß in den Tropen das Barometer meistens etwas steigt, ehe man in die Orkanzone kommt, innerhalb deren es erst langsam, dann stetiger und schließlich — je nach Umständen — außerordentlich schnell fällt. Manche Orkane sind nämlich von einem Ringe höhern Luftdruckes umgeben, der sich durch ruhiges, schönes Wetter mit leichten Winden und hoher Wärme auszeichnet. Man nimmt an, daß hier ein Teil der Luft wieder niedersinkt, die im innern Teile des Wirbels aufgestiegen ist.

Bei den genannten Vergleichen, Verfolgung der täglichen Wellen und der 24 stündigen Unterschiede, spielt der Standfehler des Instrumentes keine Rolle, es kommt nur darauf an, daß es die Luftdruckunterschiede richtig anzeigt; anders bei der folgenden Methode.

Unterschiede gegen die Normalwerte. Einen dritten Anhalt gewährt der Vergleich des absoluten beobachteten Luftdruckes — Tagesmittel — mit dem aus vieljährigen Mitteln für den betreffenden Meeresteil und Monat bekannten Durchschnitte. Wenn nämlich in den Meeresstellen, wo Orkane entstehen oder vorkommen, der beobachtete absolute Luftdruck merklich tiefer als der normale Wert ist, liegt ein Grund zur verdoppelten Aufmerksamkeit vor, weil sich aus ursprünglich flachen, weit ausgedehnten Tiefdruckgebieten, besonders wenn in ihnen Regen fällt, und böiges Wetter eingesetzt hat, Orkane entwickeln können, und weil ausgebildete Orkane gern Luftdruckrinnen folgen. Hat ein solches Tiefdruckgebiet eine beträchtliche Ausdehnung in der Richtung von West nach Ost, besonders in den Breiten von 8 bis 15°, so bilden sich innerhalb einer solchen Furche wohl zwei Orkane gleichzeitig in nahezu gleicher Breite. Derartige Tiefdruckfurchen mit zwei Orkanen gleichzeitig oder dicht hintereinander sind aus allen drei Ozeanen bekannt.

Normaler Luftdruck. Nordbreite. Westindien, große bis kleine Antillen, August 762, September und Oktober 760 *mm*; Kap Verdesche Inseln, August bis Oktober 762 *mm*, Arabisches Meer, Aden - Colombo, Juni 759, weiter im Norden und Osten 756 *mm*; Bengalischer Meerbusen, Oktober 758 *mm*; Ostasiatische Gewässer, östlich von den Philippinen und den Liukiuinseln im August 758 *mm*, westlich davon im August 757 *mm*; Mexikanische Gewässer,

August 761 *mm*. Südbreite: Indischer Ozean, Januar und Februar 759 *mm*; Timorsee, Januar und Februar 755 *mm*; Stiller Ozean, Korallenmeer, Januar und Februar 757 *mm*; Stiller Ozean, Samoainseln, Januar und Februar 759 *mm*.

Genauere Angaben und Werte liefern die Atlanten der Deutschen Seewarte für die drei Weltmeere. Will man sich mit einem Werte begnügen, so dürfte 757 *mm* der geeignetste sein.

Unterschiede und tiefste Stände. Luftdruckunterschiede haben nicht überall in den Tropen dieselbe Bedeutung. So ist z. B. ein Fall von 1 *mm* in 10° Breite als Warnung von derselben Bedeutung, wie einer von 2 *mm* in 20° Breite, 3 *mm* in 30° Breite. Ein tatsächlicher Fall von 2 *mm* in 12° Breite, der also nicht einmal den Unterschied in den durchschnittlichen täglichen Ständen von 10 Uhr vormittags und 4 Uhr nachmittags erreicht, mahnt schon zur schärfsten Aufmerksamkeit auf alle Vorgänge in Luft und Wasser.

Der tiefste jemals in einem Orkane beobachtete Luftdruck soll 686 *mm* betragen haben; 690 *mm* werden mehrfach erwähnt, aber in den allermeisten Fällen geht er nicht unter 720 *mm* hinunter. Die Windstärke ist nicht unmittelbar von dem tiefsten Luftdrucke, sondern von dem Luftdruckgefälle (Gradienten) abhängig, d. h. von dem größten Luftdruckunterschiede auf einer Strecke von 60 Seemeilen. Es ist also sehr wohl möglich, daß in einem Orkane mit einem tiefsten Barometerstande von 740 *mm* die Windstärke größer ist als in einem solchen mit nur 725 *mm*. Die höchsten gemessenen Windgeschwindigkeiten betrugen 50 bis 60 *m* in der Sekunde, entsprechend 97 bis 116 Kn. Die Gradienten betrugen gewöhnlich nicht über 5 bis 8 *mm*, in einzelnen Fällen 15 bis 20 *mm* und mehr. Der höchste bisher beobachtete Gradient soll 24 *mm* betragen haben. Ein Gradient von 4 *mm* entspricht etwa Windstärke B 8, 5 *mm* B 10 und 6 *mm* B 12. Für Gradienten von 10 *mm* und darüber fehlt also eigentlich jede genauere Bezeichnung in der Beaufortskala und jeder Maßstab.

Die ersten Anzeichen. Die Hauptsache bei jedem tropischen Orkane ist die, daß der Seemann nicht unbewußt hineingerät, daß er möglichst bald darauf aufmerksam wird, um was es sich handelt, und daß er die Hauptsachen kennt, auf die es ankommt, also den Sinn der Wirbelbewegung in Nord- und Südbreite, die Veränderlichkeit der Peilung, und wovon sie abhängt, die Art der Entstehung, die ungefähre Bahnrichtung und Fortbewegung für die Gegend und Zeit der Beobachtung. Dabei ist es sehr wohl möglich, daß in vielen Fällen anscheinend ziemlich sichere Anzeichen versagen. Es wäre aber verkehrt, aus den wenigen eigenen, vielleicht ungünstigen Erfahrungen den Schluß ziehen zu wollen, daß die Anzeichen überhaupt unzuverlässig sind. Nicht auf ein einzelnes Anzeichen kommt es an, sondern auf die Gesamtheit und die Steigerung. Man kann z. B. in der Hauptzeit sehr wohl verdächtige Federwolken, auffallende Farben beim Sonnenauf- und -untergange und eine ungewöhnliche Dünung mit unregelmäßigen Luftdrucktageswellen beobachten, und es folgt vielleicht doch nichts, aus dem einfachen Grunde, weil der Orkan den Beobachter in diesem Falle nicht erreicht. In einem andern Falle beobachtet man vielleicht umlaufende Winde mit Regenschauern, die allmählich in Regenfall übergehen, erst leicht, dann schwer; leichte Böen treten auf, nehmen zu; die täglichen Luftdruckwellen behalten ihre Regelmäßigkeit noch bei; der Luftdruck sinkt aber stetig und ist einige Millimeter unter dem Normalwerte. Ehe man sichs versieht, setzt sich der Wind in einer Richtung fest und weht mit Stärke 9, 10 und 11. Man hat eine Entwicklung mitgemacht und es zunächst gar nicht bemerkt, vielleicht weil man weder Federwolken, noch auffallende Farben am Himmel, noch Dünung usw. beobachtet hat, oder weil man die Orkanzeit für beendet hielt.

Die Verhältnisse vor dem Orkane, besonders die Einleitung, sind nie wieder ganz dieselben, immer wieder treten Abweichungen auf. Je weniger man sich an ein vorher ausgedachtes Schema hält, je genauer man aber auf alles achtgibt, besonders auf ungewöhnliche Erscheinungen, die in den Tropen

besonders auffallen, um so eher und um so sicherer wird man das Herannahen eines Orkanes erst ahnen, dann erkennen und etwaigen Folgen meistens vorbeugen können.

Eine ungewöhnliche Windrichtung ist gelegentlich schon verdächtig, z. B. Nordostwind, in der Südsee, wo die vorherrschenden Richtungen Südost oder Nordwest sind; anderwärts ein verstärkter Passat oder Monsun.

Es folgen nun Betrachtungen über die ältern Orkanregeln und die notwendigen Ergänzungen derselben, die den praktischen Nautiker hauptsächlich interessieren und wegen deren auf das Original verwiesen wird.

Bahnrichtungen der Orkane. Westindien. Die meisten Orkane entstehen etwas östlich von den kleinen Antillen; vereinzelt finden sich auch Anfänge im nördlichen Teile des Golfes von Mexiko und im Golfstrome nördlich von den Bahamainseln. — Die Bahnrichtungen sind südlich von 17° nördl. Breite in allen Monaten West bis Nordwest, zwischen 17 und 20° nördl. Breite vor Mitte September West bis Nordwest, nach Mitte September Nordwest bis Nord; bei 23 und 24° nördl. Breite und weiter nördlich nach Mitte September Nord bis Nordost. — Je östlicher die Bahn liegt, um so nördlicher liegt der Scheitel. — Der Häufigkeit der Orkane nach geordnet ist die Reihenfolge der Monate: August, September, Oktober, Juli (November, Juni). — Die Orkanwolke ist häufig beobachtet worden. — Obwohl die Orkane selten sind, treten sie doch manchmal zu zweien bald nacheinander und nicht weit voneinander auf.

Kap Verdesche Inseln. Die Richtung der Orkane ist nordwestlich; Zeiten: August, September, Oktober. — Sie sind hier außerordentlich selten.

Arabisches Meer. Das Entstehungsgebiet liegt im südlichen Teile; ganz vereinzelt überschreiten sie auch, vom Meerbusen von Bengalen kommend, die Südspitze von Vorderindien. — Die Richtung ist südlich von 15° nördl. Breite West bis Nordwest, weiter nördlich Nordwest bis Nordost. — Die Reihenfolge der Monate ist: Juni, Mai, November, April (Oktober, September). — Sie sind außerordentlich selten.

Bengalischer Meerbusen. Sie entstehen im südlichen, mittlern und nördlichen Teile des Meerbusens; ganz vereinzelt kommen sie aus dem südchinesischen Meere und überschreiten die Halbinsel von Malakka. — Ihre Bahnrichtung ist West bis Nordwest in allen Monaten südlich von 15° nördl. Breite; nördlich von 15° nördl. Breite ist sie bis Ende September ebenfalls West bis Nordwest, von Oktober an aber Nord bis Nordost. — Die Reihenfolge der Monate ist: Oktober, Mai, November, Juni (Dezember, April).

Westhälfte des südlichen Indischen Ozeanes. Sie entstehen in der Zone zwischen den Chagosinseln und 12° südl. Breite. — Die Bahnrichtung ist West bis Südwest in allen Monaten bis 15° südl. Breite. Der Scheitel der Bahnen, die nach Süd und Südost umbiegen, liegt um so südlicher, je weiter westlich die Bahn liegt. — Die Reihenfolge der Monate ist; Januar, Februar, März, April, Dezember, November (Mai).

Osthälfte des südlichen Indischen Ozeanes. Die Richtung scheint meistens West bis Südwest bis zum Wendekreise zu sein, darüber hinaus Süd und Südost. — Sie scheinen hier ebenso selten zu sein wie im Arabischen Meere und bei den Kap Verdeschen Inseln. Es sind nur vereinzelte Bahnen bekannt.

Ostasiatische Gewässer. Das Gebiet, in dem Orkane entstehen, hat hier die größte Ausdehnung; es erstreckt sich von den Marschallinseln westlich bis in die Nähe der Philippinen, und von den Liukiuinseln bis zu den Bonininseln. Ganz vereinzelt treten Anfänge westlich von den Philippinen und gleichzeitig östlich davon auf. — Früh und spät im Jahre halten sich die Orkane mehr im Süden, in der Hauptzeit mehr in der Mitte und im Norden, nach der Hauptzeit in größerer Entfernung vom asiatischen Festlande als während der Hauptzeit. — Zieht man von Shanghai eine Linie nach

den Liukiu- und von da weiter östlich nach den Bonininseln, so sind in der Hauptzeit die Richtungen südlich von dieser Linie West bis Nordwest, nördlich davon Nord bis Nordost; im November dagegen bezeichnet der 20. Breitengrad die entsprechende Grenzlinie zwischen den Richtungen West bis Nordwest, Nord bis Nordost. — Zur Zeit des Nordostmonsuns kommen im südchinesischen Meere ganz vereinzelt Richtungen zwischen West und Südwest vor, ebenso unterhalb 20° nördl. Breite ganz vereinzelt kurze Parabeln mit sehr kurzem Aste nach Nordost, auf dem sehr bald die Auflösung des Orkanes erfolgt. — Die Reihenfolge der Monate ist: September, August, Oktober, Juli, November, Juni, Mai (April, Dezember). Die Reihe von November an gilt fast nur für den südlichen Teil des Gebietes.

Die Westhälfte der Südsee. Die meisten Orkane entstehen innerhalb eines Gebietes, das nördlich von einer Linie liegt, die Neukaledonien mit den Fidjiinseln verbindet, dann nach den Samoainseln läuft und bei den Markesasinseln als schmaler Keil endet. Je weiter nach Osten in diesem Keile, um so seltener die Orkane, bis sie östlich von den Markesas- und Paumotouinseln ganz verschwinden. Im Korallenmeere, westlich vom Meridiane von Neukaledonien, sind sie auch verhältnismäßig seltener. — Die Richtungen sind im Korallenmeere Südwest; erreicht der Orkan die Küste des Festlandes, und betritt er es, so löst er sich bald auf, andernfalls folgt er der Küstenrichtung nach Südosten. Im Süden der Verbindungslinie Südende von Neukaledonien, Fidji-, Samoa-, Markesasinseln herrscht die Richtung Südost fast ausnahmslos vor, im Norden der Verbindungslinie kommen daneben auch die Richtungen Süd und Südwest vor. Bei vielen Orkanen fehlt der äquatoriale Parabelast ganz, bei den meisten ist er verkümmert. — Die Reihenfolge der Monate ist Januar, Februar, März, Dezember, April (November).

Mexikanische Gewässer der Westküste. Die Orkane entstehen meist in der Zone zwischen 5 und 15° nördl. Breite. — Ihre Richtung ist unterhalb 20° nördl. Breite West bis Nordwest, in See auch noch weiter nördlich West bis Nordwest; nur beim Eingange zum Golfe von Kalifornien kommen im September und Oktober auch die Richtungen Nord bis Nordost vor. — Die Reihenfolge der Monate ist: Oktober, September — Auftreten besonders unter der Küste, Richtung mehr Nordwest — Juli, August — Auftreten besonders weiter in See, Richtung mehr West —, November, Juni (Dezember). Im Herbste haben die Orkane allgemein die Neigung, in der Nähe des Kalifornischen Meerbusens auf das Festland zu gehen.

Einige allgemeine Bemerkungen. Die Regelmäßigkeit der Bahnen innerhalb der Tropen hängt mit den durchschnittlichen Luftdruckverhältnissen eng zusammen; man braucht nur Monatskarten des mittlern Luftdruckes irgend einer Gegend zur Hand zu nehmen nebst Orkanbahnen, um sofort den Zusammenhang zu erkennen. Nun hat aber der Seemann in vielen Häfen der Welt tägliche Wetterkarten zur Verfügung, aus denen er eine laufende Übersicht des Wetters in weitem Umkreise in den Tropen erhalten kann. Es sei hier an die nordamerikanischen, mexikanischen, indischen, australischen und japanischen Wetterkarten erinnert, die alle ganz oder teilweise in den Tropen liegen oder in den Übergangsgebieten und eine Übersicht des Luftdruckes geben. Mit Hilfe solcher Wetterkarten wird man beim Auftreten eines Orkanes häufig verhältnismäßig sichere Schlüsse über die weitere Bahn machen können.

Auch ohne Wetterkarten kann man sich gelegentlich erste Anhaltspunkte verschaffen. So darf man in der Südsee, wenn sich die Regenzeit verspätet, oder während derselben eine lange, trockene, heiße Periode auftritt, eher auf einen oder auch mehrere Orkane hintereinander rechnen als sonst. Erkundigungen nach der Witterung der verflossenen Wochen bei der Ankunft im Hafen und eigene Beobachtungen daselbst haben deshalb mehr als ein oberflächliches Interesse, denn ganz orkanfreie Häfen gibt es auf den Inseln nicht."

Der Ponape-Taifun vom 20. April 1905 ist von W. Krebs studiert worden.[1]) Dieser Taifun scheint hiernach am 18. April 1905 nahe der Südostseite des deutschen Schutzgebietes in der nördlichen Südsee entstanden zu sein. Er verheerte am 19. April die Inseln Kussaie und Pingelap, am 20. April Mokil und Ponape, die Hauptinsel der Karolinen, mit ihrer Nachbarschaft. Hier fand er genaue Beobachtung an zwei um 9 Seemeilen voneinander entfernten Stationen.

Luftdruck- und Windbeobachtungen lassen erkennen, daß das Sturmzentrum seinen nach West zu Nord gerichteten Weg zwischen beiden Stationen hindurch nahm, Langarhafen etwas näher als Keparalap. Wahrscheinlich fiel er ein in die der Ostküste Ponapes tief eingeschnittene Bucht von Metalanim und folgte zunächst dem Tale des in diese mündenden Pilapletaubaches. Sein fernerer Weg fiel dann ungefähr zusammen mit der Talsenkung zwischen der nördlichen und der mittlern der drei Bergketten, die Ponape von Ostsüdost nach Westnordwest durchziehen. Die nördliche beginnt mit dem 304 *m* hohen Majijoberge, die mittlere gipfelt mit dem zentralen und höchsten Berge Ponapes, dem 872 *m* hohen Tolokole. In Langarhafen wurde ein Drehen des Windes bei gleichbleibender Orkanstärke von nordöstlicher nach südöstlicher Herkunftsrichtung bemerkt, auf Keparalap von nördlicher nach südlicher, unter Abflauen der Zwischenrichtungen, offenbar infolge des von den Bergen im Osten gebotenen Hindernisses. Denn der Luftdruck ging hier nur auf 717 *mm* herab, in Langarhafen dagegen unter 714. Er wurde an beiden Orten mit den der Luftdruckbewegung niemals ganz folgenden Aneroidbarometern gemessen.

Um so auffallender tritt die Stärke des Fallens entgegen. Sie betrug auf Keparalap 12,5 *mm* in der Stunde von $1^h\ 45^m$ bis $2^h\ 45^m$ nachmittags, bei Langarhafen sogar 15 *mm* in der Stunde von 2 bis 3 Uhr nachmittags. Die stärksten in der Taifunliteratur bisher vorliegenden Barometerstürze innerhalb einer Stunde erreichten 33.4 *mm* bei dem „C. H. Wätjen"-Taifun am 3. März 1903 in der südlichen Südsee, 22.9 *mm* bei dem „Ciudad de Santander"-Taifun am 17. August 1879 im östlichen Nordatlantic, 13.5 *mm* bei dem Mauritius-Taifun vom 29. April 1892, 12.2 *mm* bei dem Manila-Taifun vom 26. Oktober 1882. Die Barometerstürze bei dem Ponape-Taifun vom 20. April 1905 machen demnach die dritte und die fünfte Stelle der bisher verzeichneten stärksten Barometerstürze streitig.

An Stärke des Anstieges hinter dem Tief kann sich mit dem Ponape-Taifun anscheinend überhaupt kein in der Literatur dargestellter messen. Mit 27 *mm* innerhalb der einen Stunde zwischen $3^h\ 30^m$ und $4^h\ 30^m$ ist die ansteigende Kurve von Keparalap ungefähr doppelt so steil als diejenigen der erwähnten Manila- und Mauritius-Taife. un Mit der Messung im Langarhafen verhielt es sich freilich

[1]) Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 411.

anders. Der steilste Anstieg innerhalb einer Stunde erreichte nicht mehr als 12.7 *mm*.

Für die ungewöhnlich große Stärke des Taifuns sprach auch seine Lebensdauer. Sie reichte über zwölf Tage aus und bis in das südchinesische Meer. Der Ponape-Taifun hatte den eigenartigen Vorzug, von den Karolinen an bis zu den Philippinen von einem mustergültig geführten Schiffe geradezu eskortiert zu werden. Es war der amerikanische Transportdampfer „Thomas", der vom 24. bis 28. April in erst 200, schließlich etwa 50 Seemeilen Entfernung nördlich neben dem Taifuntief herlief, mit einer Geschwindigkeit von 200 bis 300 Seemeilen am Tage, die ungefähr der Geschwindigkeit von dessen Fortschreiten entsprach. Am 28. April, etwa 100 Seemeilen von den Philippinen, 45 Seemeilen von dem Zentrum des Taifuns, als der nach südsüdöstlicher Richtung gedrehte Wind fast zum Orkane, mit Stärke 10 oder sogar 12 ausgeartet war, ließ der „Thomas" dem Taifun wohlweislich den Vortritt. In einem Bogen schwenkte er an dessen Rückseite nach Westsüdwest ab, kreuzte die Bahn des vorübergeschrittenen Tiefs und begab sich unter den Windschutz der Insel Samar und der Halbinsel Camarina, des Südostzipfels von Luzon.

Bemerkenswert war das Abnehmen des Taifuntiefs auf dem langen Seewege. Während es, auch in dem abgeschwächten Bilde der Aneroidablesungen auf Ponape, die Tiefe von 717 *mm* zu Keparalap, weniger als 714 *mm* im Langarhafen aufgewiesen hatte, ließ es an philippinischen Stationen den Luftdruck nirgends unter 738 *mm* sinken. Diese Barometerstände wurden Stationen zuteil, die der Taifun beim Überschreiten des nördlichen Luzon am nächsten passierte.

Die Stationen, zwischen denen der Taifun den luzonischen Boden verließ, San Fernando und Bolinao an der Westküste, verzeichneten als tiefste Barometerstände 750 und 751.3 am Abend des 29. April, obgleich sie dem Sturmzentrum noch näher lagen als Baguio. Ein Dampfer „Yuensang", der am 30. April westlich von Luzon dem Zentrum auf 40 Seemeilen nahe kam, verzeichnete nicht weniger als 752.1 *mm* Luftdruck.

Dieses Schiff, das von einem chinesischen Hafen nach Manila bestimmt war, hatte die erste Kunde vom nahenden Taifun schon am Vortage, dem 29. April, erhalten. Damals befand es sich in der Höhe des Balintangkanales, nördlich Luzon, unter 19.7° nördl. Breite, 116.2° östl. Länge, während das Taifunzentrum noch östlich von Luzon, etwa unter 15° nördl. Breite, 123° östl. Länge lag. Die Entfernung von diesem bis zum „Yuensang" betrug in der Luftlinie mindestens 500 Seemeilen. Obgleich zu ihr noch der Umweg um den größern Nordteil der Insel Luzon kam, gelangte der Schwell beim „Yuensang" doch als „schwere See" vom Balintangkanale aus zur Geltung.

Die Wasserhosen von Cottage City (Massach.) am 19. August 1896 sind von Prof. Frank H. Bigelow genau untersucht worden.[1]) Er gibt an der Hand zuverlässiger Berichte und gestützt auf eine Reihe photographischer Aufnahmen eine genaue Beschreibung der Erscheinung und behandelt schließlich die dynamischen Bewegungen und die thermodynamischen Verhältnisse der Atmosphäre bei Cottage City während des Vorganges. Im ganzen wurden damals drei mächtige Wasserhosen über dem Vineyard-Sound gesehen in einer Entfernung von etwa 10 engl. Meilen von Cottage City. Die erste bildete sich gegen $12^h\ 45^m$, die zweite gegen 1^h, die dritte gegen $1^h\ 20^m$ bei gewitterhaftem Wetter. Wegen der Einzelheiten muß auf das Original verwiesen werden. Tafel 6 zeigt das Aussehen der zweiten Trombe nach einer photographischen Aufnahme, $1^h\ 2^m$ nachmittags.

Wolken und Niederschläge.

Doppelte Bewegung der Cirruswolken. In seinen Studien über die Cirruswolken[2]) hat Dr. Klein schon vor fünf Jahren bemerkt, daß diese Wolken eine doppelte Bewegung besitzen, nämlich eine allgemeine Drift mit den Luftmassen, in denen sie sich befinden, und eine eigene Bewegung, die von jener verschieden ist. Diese Beobachtungen hatte er fortgesetzt und teilt jetzt einige weitere Resultate mit.[3])

Nicht alle Cirrusstreifen lassen diese beiden Bewegungen zugleich erkennen, entweder, weil beide Bewegungen in ihrer Richtung bisweilen zusammenfallen, oder weil die eine oder die andere Bewegung jeweilig so langsam erfolgt, daß sie sich der Wahrnehmung entzieht. Diesen Ursachen ist es jedenfalls auch zuzuschreiben, daß vor seiner Veröffentlichung die doppelte Bewegung der Cirrusstreifen nirgendwo erwähnt wird. Nachdem Dr. Klein aber auf dieselbe aufmerksam geworden, hat er sie häufiger wahrgenommen und mit Bezug auf sie eine neue Reihe von Cirrusbeobachtungen begonnen, die sich nicht auf Terminbeobachtungen beschränkten, sondern bei denen die möglichst andauernde Überwachung der Cirrusgebilde angestrebt wurde. Solche ist sehr schwierig und übersteigt die Kräfte des einzelnen bei weitem. Denn Cirren sind bei heiterm Himmel, außer vielleicht in den zentralen Gebieten eines barometrischen Maximums, fast stets im Laufe des Tages zu entdecken, vielfach freilich nur höchst schwach ausgedrückt und so spärlich, daß sie bei den Terminbeobachtungen, die lediglich die größern oder sonst augenfälligen Formen berücksichtigen, nicht mit-

---

[1]) Monthly Weather Review 1906. Nr. 7.
[2]) Dieses Jahrbuch. **12**. p. 388; Meteorolog. Zeitschr. 1901. p. 157.
[3]) Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 67.

gezählt wurden. Daher ist auch die an die elfjährige Sonnenfleckenperiode geknüpfte Periodizität der Cirren präziser dahin auszudrücken, daß in den Maximaljahren der Sonnenflecke das Cirrusphänomen am intensivsten entwickelt ist, in den Minimaljahren am schwächsten.

Die Beobachtung der Cirrusformen, ihrer Bewegungen und Umwandlungen, ist an und für sich sehr schwierig und tritt dadurch völlig aus dem Rahmen der gewöhnlichen meteorologischen Beobachtungen heraus. Die einzelnen Formen und ihre Verteilung über den Horizont, sowie die bezüglichen Veränderungen sind sehr schwer festzustellen. Am besten scheint es, hierzu die Hilfe der Photographie in Anspruch zu nehmen; allein Versuche, die Dr. Klein in dieser Beziehung veranlaßte, ergaben keine befriedigenden Resultate. Dann hat er eine Zeitlang Zeichnungen der einzelnen Cirrusformen und ihrer scheinbaren Lagen entworfen, wobei das Himmelsgewölbe auf die Ebene des Horizontes projiziert gedacht wurde; aber auch diese Zeichnungen gewährten kein der Mühe und der aufgewandten Zeit entsprechendes Ergebnis. So ist er schließlich zu der Bezeichnung der Formen zurückgekehrt, die seinen frühern Aufzeichnungen zugrunde lagen, und welche in seiner oben genannten Abhandlung näher angegeben sind.

Anfangs hatte er vor, über seine Beobachtungen erst zu berichten, nachdem sie auf einen Zeitraum sich erstreckten, der genügend ist, um alle möglicherweise vorkommenden Doppelbewegungen und deren Beziehungen zu den verschiedenen Lagen der Depressionen und barometrischen Maxima zu umfassen. Indessen ergab sich, daß dieser Zeitraum sehr viele Jahre umfassen wird, und ferner, daß für ein genaueres Studium dieser Bewegungen in bezug auf die Luftdruckverteilung eine einzige Station nicht ausreicht. Aus diesen Gründen, und weil das Studium der Doppelbewegung der Cirrusstreifen von größter Wichtigkeit für die Erforschung der Bewegungsverhältnisse der obern Luftschichten ist, hat er einige der instruktivern Aufzeichnungen mitgeteilt. Unterscheidet man zwischen der allgemeinen Drift, in welcher die Cirrusstreifen sich befinden, und an der sie teilnahmen, sowie der Eigenbewegung (motus proprius) der Materie, aus der sie bestehen, so scheinen die Beobachtungen anzuzeigen, daß sie verschiedenen Quellen entspringen. Auch fand sich, daß stürmische Luftbewegung sich fast immer einstellte, sobald Drift und Eigenbewegung der Cirren aus der zugehörigen Depression hinausführten, jedoch niemals, wenn dieselben in eine Depression hineinführten. Man könnte sich für diese Tatsache leicht eine, theoretische Deutung zurechtlegen, doch geht Verfasser hierauf nicht ein, da es sich für ihn „nicht um Theorien und hypothetische Grillen" sondern nur um die Ermittlung von Tatsachen handelt. Die allgemeine Drift, an welcher die Cirruswolken passiv teilnehmen, scheint in hohem Grade von der Lage des Depressionszentrums unabhängig

zu sein. Sie ist durchgängig von West nach Ost gerichtet und schwankt zwischen Nordwest und Südwest, wobei die Richtung aus Nordwest bevorzugt erscheint. Doch wurde ausnahmsweise, als ein Depressionszentrum im Westen lag, auch Drift aus Nordost beobachtet.

Von den Aufzeichnungen möge hier nur das Verhalten der Cirrusbewegungen zu der Luftdruckverteilung in der Zeit vom 29. bis 30. August 1904 angeführt werden.

„Am 28. August breitete sich ein ausgedehntes Hochdruckgebiet von den baltischen Inseln bis nach Österreich und dem südlichen Frankreich hin aus. Dasselbe erhielt sich auch noch am 29. August, doch machten sich an diesem Tage 8 Uhr vormittags über der Biskayasee die ersten Anzeichen einer Depression erkennbar. Dieselbe griff bis zum Abende mehr nach dem südwestlichen Frankreich über und zog sich am 30. August nordwärts, auch erschien an diesem Morgen vor dem St. Georgs-Kanale eine sekundäre Depression, welche im westdeutschen Binnenlande Trübung und etwas Regen brachte.

Vergleicht man mit diesen Luftdruckverhältnissen, wie sie genauer in den täglichen Wetterberichten der deutschen Seewarte Nr. 241 bis 243 niedergelegt sind, die von Dr. Klein beobachteten Bewegungen der Cirrusmassen, so ergibt sich, als Beobachtungstatsache, frei von jeder Hypothese, folgendes:

August 29 wurden die Cirrusstreifen von einer Drift in der ihnen entsprechenden Höhe, direkt gegen die Depression hin bewegt, während sich die Cirrusmassen, aus denen sie bestanden, senkrecht zu dieser Richtung und nahezu parallel der Isobare von 760 *mm* (2 Uhr nachmittags am 28. August) mit größerer Geschwindigkeit bewegten. Diese Geschwindigkeit erlahmte aber allmählich, und der Streifen löste sich in Cirrusfäden auf, deren Richtung und Bewegung direkt auf die Depression über der Biskayasee hinzielten.

Am 30. August war bei völlig wolkenlosem Himmel von Cirrus nichts zu sehen. Am 31. August morgens lag das Zentrum der unter dem 28. erwähnten Depression nördlich von Schottland, und ein Ausläufer erstreckte sich in der Richtung gegen die mittlere Nordsee; abends 8 Uhr zeigte sich, daß die Depression in dieser Richtung und südostwärts sich verlagerte, und am 1. September 8 Uhr vormittags lag ihr Zentrum über der Helgoländer Bucht, einen Ausläufer in der Richtung auf Sachsen zu entsendend. Aus diesem entwickelte sich eine kleine sekundäre Depression, die sich als selbständiges Gebilde rasch nach Ungarn hin entfernte.

Vergleicht man mit diesen Luftdruckverhältnissen die Ergebnisse der Cirrusbeobachtungen, so erhalten wir folgende Tatsachen:

Am 31. August wurden die Cirrusstreifen als Ganzes von einer allgemeinen Drift in der ihnen entsprechenden Höhe senkrecht zur Linie nach der Depression fortgetrieben, und zwar von Südwest nach Nordost, während die einzelnen Cirrusmassen, aus denen sie bestanden, direkt und mit rascherer Bewegung in die Depression hineinzogen, von Südost nach Nordwest.

Die Bewegungsverhältnisse der Cirrusmassen als Streifen und im einzelnen waren am 29. und 31. August genau die entgegengesetzten, während sich das Zentrum der entsprechenden Depression vom 29. bis 31. August abends, mit Bezug auf den Beobachtungsort (Köln), um etwa 90° im Azimut verlagert hatte.

Die Gelegenheit, Beobachtungen anstellen zu können, wie die vorstehend erwähnten vom 29. bis 31. August und die Beziehungen der Cirrusbewegung zu der korrespondierenden Depression so unzweideutig zu erkennen, ist sehr selten. Es ergibt sich aus ihnen, daß auf der Nordostseite der gegen Nordost vorrückenden Depression in der Cirrusregion eine allgemeine zentripetale Luftströmung oder Drift gleichzeitig mit einer solchen von antizyklonaler

Richtung bestand, während an der Südseite der nach Osten sich bewegenden Depression ebenfalls eine zentripetale Luftströmung gleichzeitig mit solcher von zyklonaler Richtung vorhanden war, letztere trat als allgemeine Drift von Südwest nach Nordost in die Erscheinung."

Die Niederschläge in den norddeutschen Stromgebieten sind von G. Hellmann in einem großen, drei Bände umfassenden Werke dargestellt worden.[1]) Von diesem, fast gänzlich aus Tabellen bestehenden fundamentalen Werke kann naturgemäß keine seiner Wichtigkeit entsprechende ausführliche Darlegung an dieser Stelle gegeben werden. Es muß genügen, darauf hinzuweisen, daß dieses Quellenwerk in Anordnung und Durchführung mustergültig ist, und daß es in 3983 Stationen die sämtlichen Beobachtungsreihen im Gebiete von Weichsel, Oder, Elbe, Weser und Rhein bis 1890 umfaßt. Exzessive Niederschläge sind, wie Hellmann schon früher gefunden, an den deutschen Flachküsten sehr selten, dagegen im entferntern Binnenlande, z. B. in Böhmen, ziemlich häufig. Sie treten am meisten ein in den Monaten Juni, Juli und August, seltener im Mai und September, noch viel seltener im Oktober und April; diese Verteilung auf die Monate ist verständlich, wenn man sich erinnert, daß die größten Regenfälle bei Gewittern vorkommen. Das absolute Maximum eines Landregens wurde am 29. und 30. Juli 1897 in Neuwiese bei Reichenberg im nördlichen Böhmen registriert und betrug (für den 29. Juli) 345 *mm*. In der 50 jährigen Periode war 1857 das trockenste, 1882 das nasseste Jahr. In Bremen kamen einmal zehn zu nasse Jahre hintereinander vor, in Klaussen ebenso elf zu trockene Jahre. Die Häufigkeit trockener Jahre ist doppelt so groß als die nasser; am häufigsten ist der Winter zu trocken, am seltensten der Sommer, auch besitzt die Trockenheit eine größere Ausbreitung als die Nässe. Die längste Regenperiode, nämlich 33 Tage,hat Cleve aufzuweisen (1869 13. Oktober bis 14. November), die längste Trockenperiode mit 45 Tagen Trier (1893 20. März bis 3. Mai). Die Vergleichung der mittlern Werte aller Stationen mit den Sonnenflecken ergab, bei Anwendung einer Ausgleichsrechnung, daß innerhalb der elfjährigen Fleckenperiode zwei Maxima des Niederschlages eintraten, die fast genau mit den Wendepunkten der Sonnenfleckenkurve zusammenfallen, ähnlich wie Buchan schon für Schottland gefunden. Die 35 jährige Brücknersche Periode tritt wenigstens teilweise hervor, auch erscheint das von Brückner für fast ganz Europa nachgewiesene Niederschlagsmaximum von 1876 bis 1880 und das Minimum von 1861 bis 1865 gut ausgeprägt, freilich nicht so, daß man darauf eine Vorausbestimmung nasser oder trockener Jahre begründen könnte.

Die größten Tagessummen des Regenfalles auf Ceylon teilt Prof. J. Hann, nach dem Ceylon Administration Report, 1904, Part IV,

---

[1]) Berlin 1906. Verlag von Dietrich Reimer.

mit.[1]) Es sind folgende, wobei die eingeklammerten Zahlen die Zahl der Jahre bezeichnen, innerhalb deren das betreffende Maximum fällt.

Puttalam	306 *mm*,	8./9. Mai 1883 (34 Jahre)
Horekele (Chilaw)	356 „	12./13. Juli 1878 (33 Jahre)
Kanangoma (Avisavela 200 Fuß) .	401 „	31. Mai/1. Juni 1891 (21 Jahre)
Digalla (ditto) 400 Fuß)	304 „	31. Mai/1. Juni 1891 (18 Jahre)
S. Martins (Rangola 3600 Fuß) .	427 „	17./18. Dezember 1894
„ „ .	476 „	14/15. Dezember 1896 (18 Jahre)
Yatideriya (Kegalla)	323 „	20/21. Mai 1904 (17 Jahre)
Dooroomadella	318 „	17./18. Dezember 1904 (1 Jahr)

Über tropische Regen überhaupt macht Woeikof folgende Bemerkungen:[2])

„Der westliche Teil von Java ist ein klassischer Boden für das Studium tropischer Regen geworden, denn in Buitenzorg, in der Nähe von Batavia, machte Wiesner seine Untersuchungen über Größe der Regentropfen und die in sehr kurzen Zeiten gefallenen Regenmengen mit einer früher nicht erreichten Präzision. Die Arbeiten dieses Botanikers zerstörten die Legende der „in Wasserfäden fallenden Tropenregen", und Dr. Figee gibt uns in seiner Arbeit über Batavia die ersten langjährigen Daten über wirkliche Regendauer und entsprechende Regenmenge in Batavia.

Wir wissen jetzt nicht nur, daß die Tropenregen nicht „in Wasserfäden" fallen, sondern auch, daß die Tropenregen sehr verschieden sind nach Intensität, Tages- und Jahreszeit des Maximums usw. Die Meteorologische Zeitschrift hat schon wiederholt Nachrichten über vorwaltende Nachtregen in verschiedenen Teilen der Tropen veröffentlicht. Daher wäre eine größere Anzahl Regenautographen, welche die wenigstens in fünf Minuten gefallene Regenmenge messen, sehr erwünscht, ebenso ihre Bearbeitung und deren Druck.

Im Ostindischen Archipel sind schon mehrere Regenautographen aufgestellt. Vom Jahre 1902 an werden die Beobachtungen zweier Stationen auf Java, des sehr regenreichen Buitenzorg und des relativ regenarmen Pasuruan, zusammen mit denjenigen von Batavia gedruckt, und seit 1905 sind solche Regenmesser in Padang (Sumatra), Pontianak und Amboina aufgestellt; alle drei sind sehr regenreiche Stationen.

Auf den Antillen sind zwölf Regenautographen aufgestellt, und die Beobachtungen während der intensivsten Regen von fünf zu fünf Minuten, wurden in der Monthly Weather Review publiziert.

Ich nahm diese Zahlen für zwei Jahre, und es fand sich, daß der intensivste Regenfall nicht über 3.1 *mm* pro Minute oder 186 *mm* pro Stunde betrug, also auch erheblich hinter den Maximis in mittlern Breiten blieb.

---

[1]) Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 431.
[2]) Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 439.

Ich habe schon lange aus eigener Erfahrung, und namentlich nach Aussagen glaubwürdiger Einwohner, behauptet, daß bei weitem nicht alle Regen in den Tropen als Platzregen fallen, daß unsere Landregen auch dort bekannt sind. An der pazifischen Küste von Mexiko und Guatemala haben sie auch einen besondern Namen (temporal).

Es scheint mir möglich, folgende Schlüsse zu ziehen:

1. Die Intensität der tropischen Regen ist im Mittel größer als in mittlern Breiten.

2. Der Unterschied ist nicht sehr groß.

3. Die intensivsten Platzregen sind bis jetzt in mittlern Breiten beobachtet worden.

4. „Landregen", und selbst sehr feine, schwache Regen, sind in vielen Gegenden der Tropen bekannt und haben selbst besondere Namen.

5. Die größten Regenfälle an einem Tage sind außerhalb der Tropen beobachtet worden, so in Cherrapunschi (Assam) 1040 *mm*, in Tanabe in Japan 902 *mm* und an zwei andern Orten im nördlichen Indien über 800 *mm*.

6. Es ist wahrscheinlich, daß die intensivsten Regen in den Tropen während großer Zyklonen fallen.

7. Eine größere Zahl Regenautographen und detaillierte Bearbeitung der Resultate, wenigstens für die intensivsten Regen, ist wünschenswert.

8. Es wäre besonders interessant zu wissen, ob auch in den Tropen, wie in mittlern Breiten, die große Regenmenge der Stationen an der Windseite der Berge nicht von der größern Intensität, sondern von der längern Dauer der Regen abhängt, was ich wahrscheinlich finde."

Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen. Eine sorgfältige Untersuchung hierüber hat Dr. R. Fritzsche ausgeführt.[1]) Er findet die gesamte jährliche Niederschlagsmenge der festen Erdoberfläche zu 111 940 ± 160 *cbkm*, entsprechend einer Niederschlagshöhe von 75 *cm*. Niederschlagshöhe und Verdunstung der einzelnen Zonen fanden sich wie folgt:

	Niederschlagshöhe *mm*	Verdunstung *mm*
60—70° nördl. Br.	348	—
50—60 „ „	504	358
40—50 „ „	508	331
30—40 „ „	522	375
20—30 „ „	786	497
10—20 „ „	947	794
0—10 „ „	1716	} 1188
0—10° südl. Br.	1820	
10—20 „ „	1100	903
20—30 „ „	630	414
30—40 „ „	573	511
40—50 „ „	870	—
50—60 „ „	1021	—

[1]) Ztschr. für Gewässerkunde **7.** Heft 6.

Der jährliche Regenfall der ganzen Erde beziffert sich auf 465 300 *cbkm*, entsprechend einer Regenhöhe von 910 *mm*.

Für die drei von Brückner unterschiedenen Gebiete kommt Fritzsche zu folgendem Ergebnisse:

1. Auf den Weltmeeren (361 000 000 *qkm*) übersteigt die Verdunstung die Niederschlagsmenge um den Betrag der jährlichen Wasserführung der Flüsse. Aber nur 8% des entstehenden Wasserdampfes tritt auf das Festland über, 92% der auf dem Weltmeere verdunsteten Wassermenge fallen als Regen wieder auf dasselbe zurück und schließen damit den kleinen Kreislauf des Wassers.

2. Auf den peripherischen Landflächen (117 000 000 *qkm*) beträgt der Niederschlag fast das $1^1/_2$fache der Verdunstung. Es findet ein steter Übertritt von Wasserdampf vom Meere auf das Festland statt, dessen Betrag dem Meere durch die Flüsse wieder zugeführt wird. Aber 70% der auf diesem Gebiete fallenden Niederschläge entstammen der Verdunstung auf den Landflächen. Der Hauptbetrag des festländischen Regens kommt also, entgegen den ältern Anschauungen hierüber, nicht vom Meere.

3. Die abflußlosen Gebiete (32 000 000 *qkm*) sind aus dem allgemeinen Kreislaufe des Wassers gewissermaßen ausgeschaltet. Verdunstung und Niederschlag halten sich hier das Gleichgewicht. Soviel Wasserdampf diesen Gebieten durch Luftströmungen zugeführt wird, wird auch anderseits durch sie wieder fortgeführt.

Luftelektrizität.

Messungen des Ionengehaltes der Luft auf dem Säntis hat im Sommer 1905 Dr. V. Conrad ausgeführt.[1])

Die Messungen wurden mit dem Ebertschen Aspirationsapparate, gemacht.

Es ergaben sich folgende Schlußfolgerungen:

1. Die tägliche Änderung des Gehaltes an positiven Ionen (ϱ_+) zeigt einen bedeutend andern Typus als die tägliche Änderung des Gehaltes an negativen Ionen (ϱ_-).

2. Der tägliche Gang von ϱ_+ wird in erster Linie durch die aus dem Boden austretende Emanation und erst in zweiter Linie durch die Vertikalbewegungen der Luft beeinflußt.

Der tägliche Gang von ϱ_- steht nahezu ganz unter dem Einflusse der auf- und absteigenden Luftbewegungen, und erst in zweiter Linie tritt in ihm die Einwirkung der Bodenluft zutage. Die Größe der Amplitude ist wohl zum größten Teile durch Änderungen der Beweglichkeit der negativen Ionen verursacht.

[1]) Wiener Akad. Anzeiger 1906. p. 351.

Das Hauptmaximum von $\varrho_{\mp}$ fällt auf ca. 11^h a., jenes von ϱ_- auf 3^h a. Beide Hauptminima fallen auf ca. 3^h p. Um 3^h a. hat ϱ_+, um 11^h a. ϱ_- ein sekundäres Maximum.

3. Sämtliche auf dem Säntis gefundene Beobachtungstatsachen lassen sich durch die Annahme der Ionisierung der Luft durch die Emanation der Bodenluft und durch die Wirkungen der vertikalen Luftbewegungen erklären.

Magnetische Wirkungen des Blitzes auf vulkanische Gesteine. Gaetano und Giovanni Platiana erforschten, wie sie der Pariser Akademie mitteilten, den Magnetismus von Gesteinen des Ätna und prüften, ob die bei dem Baue eines Hauses in Acireale benutzten Blöcke basaltischer Lava irgendwelche magnetischen Erscheinungen zeigten. Nur eine ganz schwache magnetische Wirkung ließ sich mit Schwierigkeit wahrnehmen.

Am 20. September ging einige Minuten vor Mitternacht ein heftiges Gewitter nieder, das einen Telephondraht durchschmolz, aber den Erddraht an der Hauswand unbeschädigt ließ. Die atmosphärische Entladung war fraglos durch diesen Erddraht hindurchgegangen.

Am folgenden Morgen stellten die Genannten fest, daß die Wand dort, wo der Draht entlang ging, bis auf eine Entfernung von 13 *cm* stark magnetisiert war, wobei der Nordpol links lag. Der Entladungsstrom war also von unten nach oben gerichtet gewesen.

Während desselben Gewitters schlug der Blitz in den Blitzableiter am Schlosse von Fiorini ein und verursachte dort einigen Schaden. Die Leitungsdrähte dieses Blitzableiters bestanden aus Kupfer von 8 *mm* Durchmesser und waren durch Porzellanisolatoren in einer Entfernung von 9 bis 20 *cm* von der Wand festgehalten. Diese Gebäude war auch erst kürzlich gebaut worden, und noch nie hatte seinen Blitzableiter bei frühern Gewittern der Blitz getroffen. Nun zeigten zwar die Lavablöcke in größerer Entfernung von den Leitern keine nennenswerten magnetischen Eigenschaften, aber in 3 *m* Abstand von ihnen war bereits eine Einwirkung der Wand auf die Magnetnadel zu merken. Rechts und links von dem einen Leiter besaß die Wand Zonen entgegengesetzten Vorzeichens von 15 bis 20 *cm* Breite. Diese Magnetisierung entsprach gleichfalls einem aufwärts gerichteten Strome.

Es ist auffällig, daß so intensive magnetische Wirkungen durch einen so weit von der Wand entfernten isolierten Draht hervorgerufen wurden.[1])

Das Nachleuchten der Luft bei Blitzschlägen, welches bisweilen im Anschlusse an die Hauptentladung in der Bahnlinie auftritt, wird

[1]) Die Welt der Technik 1906. p. 59.

von E. Touchet[1]) als Nachglühen der in Frage kommenden Luftteilchen betrachtet, während K. E. F. Schmidt mehr an Phosphoreszens denkt.[2]) B. Walter hält jedoch dafür,[3]) daß das Phänomen weder auf die eine, noch auf die andere Weise zu erklären sei, sondern vielmehr das fragliche Nachleuchten in allen Fällen durch ein wirkliches Nachströmen von Elektrizität in die durch die Hauptentladung gebildete Blitzbahn veranlaßt werde, wie er denn auch diese Erscheinung in einer ausführlichen Abhandlung: „Über die Entstehungsweise des Blitzes,“[4]) ausdrücklich als „Nachentladung“ bezeichnet und auch mehrfach ausführlich als solche erörtert hat.

Die Erscheinung zeigt sich nach Walter am deutlichsten an denjenigen Teilen der Blitzbahn, welche möglichst vertikal verlaufen, da bei längerm horizontalen Verlaufe dieser Bahn sich auf der ebenfalls in horizontaler Bewegung befindlichen photographischen Platte natürlich stets die Bilder einer größern Zahl leuchtender Punkte überdeckt haben. Auf diese letztere Ursache sind übrigens auch die vielen horizontalen hellen Linien in der Nachentladung dieser Aufnahme zurückzuführen, die demnach nicht etwa durch lokale Anschwellungen der Leuchtstärke zu erklären sind.

Eine solche Pause ist nun nach den Auffassungen von Touchet und Schmidt natürlich nicht zu verstehen, nach derjenigen von Walter dagegen offenbar so zu erklären, daß die Ladung der Gewitterwolke durch die Hauptentladung selbst so stark erschöpft wurde, daß die Nachentladung erst einige Augenblicke später eintreten konnte. Was endlich den Grund der Tatsache angeht, daß sehr starke Blitze oftmals keine, viel schwächere dagegen eine verhältnismäßig langandauernde Nachentladung zeigen, so ist derselbe nach des Verfassers Dafürhalten in der Hauptsache darin zu suchen, daß im erstern Falle die elektrische Kapazität der Wolke eine größere war als im letztern. Es bestehen nämlich auch die Entladungen eines nicht zu großen Induktionsapparates bei passender Einregulierung des primären Stromes in der Regel aus einem stark leuchtenden Anfangsfunken mit darauf folgender, schwächer leuchtender Nachentladung; man kann jedoch auch hier an Stelle dieser Entladungsart sehr leicht diejenige des andern Typus der Blitzschläge, d. h. also einen oder mehrere sehr schroff abgesetzte Funken ohne Nachentladung erhalten, wenn man die Pole des Induktors mit den Belägen einer kleinen Leidener Flasche verbindet. Bei den sehr großen Induktionsapparaten mit sehr vielen sekundären Windungen bestehen in der Regel auch die gewöhnlichen Funken des Apparates — also ohne angehängte Kapazität — aus solchen schroff abgesetzten Einzelfunken

---

1) Compt. rend. 1905. **140.** p. 1031.
2) Elektrotechn. Ztschr. **26.** p. 903. 1905.
3) Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 172.
4) B. Walter, Jahrbuch d. Hamb. wiss. Anst. 1903. (3) **20.** 1.

weil nämlich in diesem Falle die Sekundärspule des Instrumentes schon für sich allein eine genügend große Kapazität besitzt.

Elektrische Erscheinungen in den südamerikanischen Anden besprach F. Goll.[1]) Dieselben bestehen in einem eigentümlichen Leuchten, und dies gilt speziell von den Vulkanen Chiles. Miers berichtet, daß man fast in ganz Chile während heiterer Sommernächte ein Wetterleuchten wahrnehme, aber nirgends Wolken sehe oder ein vorausgehendes oder nachfolgendes Gewitter beobachte. Meyen fand dieses Leuchten um so stärker, je näher er an die Vulkane kam, und je klarer die Atmosphäre war. Er sah am Vulkane von Rancagua bald nach Sonnenuntergange aus dem Krater des Berges eine Lichtmasse hervortreten, welche einem Blitze glich, im nächsten Augenblicke aber wieder verschwand. Gleich darauf trat eine Feuermasse heraus, die in die Höhe getrieben wurde und dann wieder in den Schlund zurückfiel. Die Bewohner der dortigen Gegend haben diese Erscheinung häufig beobachtet. Auf dem Rücken der Kordillere war damit ein Geräusch verbunden, das fernem Kanonendonner glich. Allem Anscheine nach liegt hier eine Explosionserscheinung im Krater vor, wie auch schon Meyen annahm.

E. v. Bibra schreibt auch das Leuchten den Vulkanen zu. Er sagt, daß es im Gegensatze zum Wetterleuchten nicht am Horizonte als halbkreisförmige Erscheinung auftritt, die hinter den Bergen herzukommen scheint, sondern als eine am Horizonte abgegrenzte, annähernd kreisförmige Lichterscheinung, die in mehrern aufeinanderfolgenden Nächten stets von ein und derselben Stelle ausgeht. Er hält dieses Leuchten für ein Aufblitzen der Lava im Innern des Kraters und meint, „das plötzliche momentane Erglühen sei vielleicht von einem elektrischen Prozesse bedingt, welcher auf der Oberfläche der Lava vor sich geht, vielleicht rühre es von Gasmassen her, welche, von unten emporsteigend, die Lava durchdringen, dieselbe in Bewegung setzen und tiefere, heller erglühende Partien derselben an die Oberfläche bringen."

J. J. v. Tschudi tritt dieser Auffassung entgegen. Er hat das Leuchten in einer Richtung gesehen, wo seit undenklichen Zeiten kein vulkanischer Ausbruch stattfand, und hält es für ein Wetterleuchten. Dasselbe tritt nach seiner Beobachtung bald nach Sonnenuntergange ein und hält mit fast regelmäßiger Periodizität von 5, 8, 10 oder 12 Minuten mehrere Stunden an, doch selten bis über Mitternacht. Er teilt mit, daß man das Phänomen nur in den Sommermonaten wahrnimmt, am stärksten von Januar bis März, d. i. zu der Zeit, in welcher die meisten heftigen elektrischen Entladungen (Gewitter) in der Kordillere stattfinden; nur ganz ausnahmsweise sieht man die Erscheinung auch während der übrigen Monate des

[1]) Globus **86**. Nr. 6. Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 35.

Jahres. v. Tschudi beobachtete dieses Leuchten auch noch in Peru und Bolivia; sonst scheint dasselbe aber nicht wahrgenommen worden zu sein oder doch nur ganz selten.

Auch C. Ochsenius hält das geschilderte Phänomen für ein elektrisches; er sagt: „So erglühen z. B. einzelne Kordillerenspitzen abends und nachts manchmal im elektrischen Lichte, was die Veranlassung zu der Behauptung gibt, daß vulkanische Ausbrüche beobachtet worden seien."

Als der Calbuco 1893 in Tätigkeit war, beobachtete man von Puerto Monte aus auch mehrmals ein blitzartiges Aufleuchten über den Anden. Am 27. Februar 1893, abends nach 8^h, „schoß fast fortwährend aus einer Gegend des Gebirges ein heller Strahlenschein hervor. Allerdings bildete der Calbuco wohl den Mittelpunkt der Erscheinung, aber aus vielen Tälern und Einschnitten der Kordilleren, vielleicht auch manchmal von den Gipfeln aus, blinkte plötzlich das blitzartige Licht. Allmählich wurden die Pausen länger, der Glanz weniger blendend, und gegen Mitternacht war alles vorüber . . Ob dieses große Wetterleuchten, bei welchem kein Donner gehört, keine Erschütterung gespürt, keine Wolkenbildung beobachtet wurde, direkt mit dem Vulkane zusammenhing, wird schwer zu sagen sein . . . Gerade die Tage vorher und über einen Monat nachher, waren wenig von vulkanischer Tätigkeit begleitet". C. Martin aus Puerto Monte hält das Leuchten, das übrigens im nördlichen Chile häufiger beobachtet wird als im Süden, für „mehr oder weniger trockene Gewitter in den Andentälern." Auffallend ist, daß Reisende, welche die Andenpässe zur Zeit solcher Lichterscheinungen überschritten, nichts von dem Leuchten wahrnahmen und erst in Santiago von dem brillanten Schauspiele erfuhren, das man in derselben Richtung, woher sie gekommen, beobachtete.

Das „Leuchten der Vulkane" dürfte nach den Berichten wohl kein einheitliches Phänomen sein. In einzelnen Fällen wird es gewiß Vorgängen im Krater zugeschrieben werden müssen. Man wird aber wohl auch nicht bezweifeln können, daß hier, und dies vielleicht in der Regel, elektrische Vorgänge im Spiele sind. Den sichern Beweis für diese Vermutung könnte die spektroskopische Untersuchung leicht erbringen; eine solche ist, so viel bekannt, aber noch nicht erfolgt. Oft mögen die Lichteffekte Gewittern jenseits der Anden (in Argentinien) zu verdanken sein, deren Blitze man von Chile aus beobachten kann, ohne von den Gewittern sonst etwas wahrzunehmen; es wäre dies dann das echte Wetterleuchten (wie man z. B. auch auf der oberbayerischen Hochebene noch die Blitze aus der lombardischen Tiefebene ab und zu beobachtet). Es ist nicht ausgeschlossen, daß man in diesem Falle in den Gebirgstälern selbst nichts von der Erscheinung bemerkt.

Wenn aber das Leuchten mehrere Nächte nacheinander immer wieder in derselben Richtung wahrgenommen wird, wird man es

sicher nicht mit gewöhnlichem Wetterleuchten zu tun haben. Verfasser vermutet, daß dann großartige langsame elektrische Ausgleiche über den Anden sich abspielen, wie sie uns unter dem Namen „St. Elmsfeuer" bekannt sind. Man weiß, daß gerade das mittlere und nördliche Chile an einer exzessiven Trockenheit der Luft leidet, was darin begründet ist, daß eine kalte Meeresströmung hier nahe an die Küste herantritt und es so nicht zu einem aufsteigenden Luftstrome und infolgedessen zur Regenbildung kommen läßt; tatsächlich regnet es in diesem Gebiete, das die Wüste Atacama einnimmt, oft jahrelang keinen Tropfen. Auch über den Anden selbst wurde des öftern diese große Trockenheit konstatiert, z. B. durch Darwin auf seiner Weltreise. Die Trockenheit der Luft ist wohl auch einer der Hauptgründe dafür, daß man in Chile, insbesondere in den nördlichen Regionen, so überaus selten Gewitter erlebt. Denn die Gewitterbildung ist in erster Linie an das Auftreten großtropfiger Niederschläge gebunden. Auffallend ist aber, daß längs der ganzen Pacific am Fuße der Anden die Gewitter selten sind, obwohl hier stellenweise die Niederschläge sogar sehr zahlreich sind, wie z. B. im südlichen Chile. Über den Anden sind hingegen die Gewitter, die heftigen elektrischen Entladungen, namentlich im Sommer sehr zahlreich und meist auch sehr heftig, speziell im chilenischen Gebiete.

Wie erwähnt, will man das Leuchten hauptsächlich bei klarem Himmel über den Anden beobachtet haben, und zwar meist im Sommer. Des Verfassers Vermutung geht dahin, daß in solchen Zeiten, in denen die Wasserdampfverhältnisse es nicht zu Niederschlägen und damit zu einem plötzlichen elektrischen Ausgleich zwischen Luft- und Erdelektrizität kommen lassen, die hohe elektrische Spannung zu einem langsamen Ausgleich, zu einer dem St. Elmsfeuer ähnlichen Entladung führt.

Die Blitzgefahr in Deutschland von 1854 bis 1901. O. Steffens hat (in einer Dissertation) diese Frage sehr eingehend untersucht. Die Ergebnisse, zu denen er gelangt, sind folgende:[1])

1. Innerhalb des Zeitraumes von 1876 bis 1901 wurden in dem Gesamtgebiete Deutschlands im Mittel von je einer Million Gebäude jährlich 271.1 vom Blitze getroffen.

2. Die Anzahl der auf je eine Million Gebäude entfallenden Schadenblitze ist nachweislich seit dem Jahre 1854 zu enormer Höhe angestiegen. Dieselbe betrug in Deutschland im Mittel von 1854 bis 1860 jährlich im Durchschnitte 90, von 1891 bis 1900 jährlich 318.

3. Die Blitzgefahr (Anzahl der Blitzschläge auf eine Million Gebäude) ist in dem Zeitraume 1854 bis 1901 in Norddeutschland andauernd am größten gewesen, kleiner in Mitteldeutschland, an-

[1]) Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 469.

dauernd am kleinsten in Süddeutschland. Die Unterschiede sind beträchtlich und vergrößern sich mehr und mehr. Dies hat seinen Grund in dem verschiedenen Grade der Zunahme.

4 Die Zunahme der Blitzgefahr ist weitaus am größten in Mitteldeutschland. Hier betrug sie in dem Zeitraume von 1857 bis 1895 273 Blitzschläge jährlich auf eine Million Gebäude oder 366%; am kleinsten ist sie in Norddeutschland. Hier entfielen gegen Ende des betrachteten Zeitraumes jährlich 228 Blitzschläge mehr auf eine Million Gebäude als gegen Anfang desselben, was eine Zunahme von 185% bedeutet. Vom mittlern Grade ist sie in Süddeutschland. Hier betrug sie 260%.

5. Die mittlere Blitzgefahr ist am größten in der Provinz Westfalen, wo durchschnittlich 536 Blitzschläge jährlich auf eine Million Gebäude entfallen; am kleinsten im Großherzogtume Baden mit nur 118 Blitzschlägen.

6. Die Zunahme der Blitzgefahr ist am größten in der Rheinprovinz. Hier beträgt sie von 1857 bis 1895 559%; am kleinsten ist sie in der Provinz Westpreußen, wo sie sich auf 112 % beläuft.

7. Die Zunahme ist allen untersuchten Staaten und preußischen Provinzen gemeinsam.

8. Alle Staaten und Provinzen des nördlichen Deutschland sind annähernd gleich durch Blitzschläge gefährdet, und im allgemeinen unterscheiden sich benachbarte Gebiete in Deutschland nur in geringem Grade voneinander.

9. Die Industriebezirke Deutschlands treten bezüglich ihrer Blitzgefährdung kaum merklich hervor.

10. Die Feuerversicherungsanstalten der verschiedenen Staaten und Provinzen ermitteln die Zahl der Schadenblitze mit annähernd gleicher Zuverlässigkeit. Diese sind daher untereinander vergleichbar und bilden ein Material, welches für die Gewinnung meteorologischer Tatsachen von hohem Werte ist.

11. Für die Ermittlung der Blitzverhältnisse aus den Angaben über Blitzschäden erscheint keine andere Art der Reduktion der letztern brauchbar als diejenige auf eine Million Gebäude.

12. Zwischen der Zahl der Blitzschäden eines Landes und der Zahl der darin vorhandenen versicherten Gebäude besteht keine einfache Proportionalität. Die auf eine Million Gebäude entfallenden Blitzschäden in den verschiedenen Ländern sind um so kleiner an Zahl, je dichter diese mit Gebäuden besetzt sind. Jedoch ist dieser Abweichung nur die Bedeutung eines Korrektionsgliedes beizumessen.

13. Die großen Unterschiede in der geographischen Verteilung der Blitzschäden in Deutschland, wie sie in der von Kassner entworfenen kartographischen Darstellung hervortreten, erweisen sich als ganz selbstverständlich; denn die Karte gibt im wesentlichen nur eine Übersicht über die Verteilung der versicherten Gebäude

und gestattet deshalb für sich allein keinen Einblick in die meteorologischen Verhältnisse.

14. Die Blitzgefahr war in ganz Deutschland während des Zeitraumes von 1854 bis 1901 einer scharf ausgesprochenen Periodizität von erheblicher Amplitude unterworfen, wie eine solche bisher anscheinend kaum in einem meteorologischen Phänomen aufgefunden worden ist.

15. Diese Perioden scheinen mit dem wechselnden Fleckenbestande der Sonne in naher Beziehung zu stehen, und zwar entspricht eine einfache Periode der Sonnenflecken einer Doppelperiode der Blitzgefahr, so daß eine einfache Periode der letztern von rund $5^1/_2$jähriger Dauer ist.

16. Außer dieser ist das Vorhandensein einer Periode von langer Dauer in hohem Grade wahrscheinlich, welche sowohl in Deutschland in seiner Gesamtheit als auch in allen seinen Teilen hervortritt.

Optische Erscheinungen in der Atmosphäre.

Über die scheinbare Form des Himmelsgewölbes hat Prof. Dr. v. Sterneck Untersuchungen angestellt.[1])

Wie derselbe früher gezeigt hat, beziehen wir Schätzungen am Himmelsgewölbe auf gewisse „Referenzflächen", die dem Himmelsgewölbe ähnlich geformt sind, aber in ganz geringer Entfernung vom Beobachter verlaufen. Wenn man z. B. den Durchmesser des Vollmondes, wenn er in mäßiger Höhe steht, etwa mit 18 *cm* schätzt, so schätzt man eigentlich den Durchmesser einer Scheibe, den der durch den Mondrand und unser Auge bestimmte Kegel aus einer in ungefähr 16 *m* Entfernung verlaufenden Fläche ausschneidet. In analoger Weise schätzen wir auch den Sonnendurchmesser, die Distanzen benachbarter Sterne, schließlich auch die Größe von Wolken auf derartigen Referenzflächen. Die Ausmessung sämtlicher Referenzflächen bildet den wesentlichsten Inhalt der vorliegenden Arbeit. Es ergab sich, daß die einzelnen Referenzflächen sehr verschiedene Dimensionen haben. Bedeutet H die Vertikalerhebung einer Referenzfläche im Zenit, R den Radius des Schnittkreises derselben mit der Horizontebene, so ergab sich beim Sternenhimmel:

$$H = 12.2\ m,\quad R = 24.4\ m,$$

bei der Referenzfläche der Sonne:

$$H = 10.1\ m,\quad R = 25.3\ m,$$

bei der Referenzfläche eines bestimmten Wolkenhimmels:

$$H = 12.2\ m,\quad R = 109.4\ m.$$

Für die Form des Sternenhimmels findet der Verfasser eine hinreichende Erklärung in der psychologischen Wirkung des Phänomens der Extinktion des Sternenlichtes in der Atmosphäre. Der große Unterschied in den Dimensionen der Referenzfläche der Sonne und des Wolkenhimmels gibt ferner Anlaß zu eigentümlichen Phänomenen, die in gewissen Deformationen der einen oder andern Referenzfläche bestehen. Da nämlich die Referenzfläche der Sonne ganz innerhalb der des Wolkenhimmels verläuft, wir aber anderseits die Sonne immer hinter den Wolken befindlich vorstellen, so tritt ein Wettstreit der beiden Referenzflächen ein, und es müssen gewisse Kompromisse geschlossen werden, indem die eine Referenzfläche ausgedehnt, die andere an den Beschauer heran-

[1]) Anzeiger der K. K. Akad. d. Wiss. in Wien 1906. Nr. 16.

gezogen wird, bis die beiden Flächen wenigstens zur Berührung kommen. Gewöhnlich wird die Referenzfläche des Wolkenhimmels an diejenige der Sonne herangezogen, nur am Horizonte, wo der Unterschied der Leitstrahlen besonders groß ist, wird manchmal auch die Referenzfläche der Sonne zugunsten der des Wolkenhimmels deformiert, wodurch nach der Ansicht des Verfassers die bekannten Erscheinungen besonders großer Sonnendurchmesser beim Auf- oder Untergange an wolkigen Tagen zustande kommen.

Die Beobachtungen des Monddurchmessers führen wieder auf andere Erscheinungen. Der Mond wird bei Tage im allgemeinen auf die Referenzfläche der Sonne bezogen, bei Nacht auf die des Sternenhimmels. Der Mond in der Dämmerung wird aber auf eine eigene Referenzfläche bezogen, die immer dann entsteht, wenn es noch hell, aber die Sonne bereits untergegangen ist; über diese können wir zwar keine Messungen vornehmen, müssen aber schließen, daß sie ziemlich variabel ist; bald nach Sonnenuntergange dürfte sie ihr Maximum etwa in der doppelten Horizontalausdehnung jener der Sonne erreichen, dann aber schrumpft sie mit zunehmender Dunkelheit mehr und mehr zusammen. Diese Referenzfläche ist wesentlich für die bekannten Vergrößerungen des Mondes während der Dämmerung.

Die Durchsichtigkeit der Luft in den Jahren 1902 bis 1904. Im Anschlusse an frühere Beobachtungen über die Intensität der Sonnenstrahlung und die Polarisation des blauen Himmelslichtes und durch Vergleichung mit ähnlichen Messungen am Astrophysikalischen Observatorium der Smithsonian Institution und andern gelangt Herbert W. Kimball zu Schlüssen über Veränderlichkeit der Luftdiaphanität in den Jahren 1902 bis 1904.[1])

Kimball fand, daß die Sonnenstrahlung von Januar bis März 1903 auffallend klein war und bis März 1904 häufig Werte zeigte, die 30 bis 50% kleiner waren als die in frühern Jahren gefundenen Zahlen. Einen ähnlichen Gang wiesen die Messungen der Polarisation des blauen Himmelslichtes auf. Die Beobachtungen Marchands in den Pyrenäen ergaben dasselbe. Die Sonnenstrahlung zeigte seit Ende Mai 1902 zeitweilig und von Januar bis August 1903 dauernd ungewöhnlich geringe Werte. Januar 1903 betrug die Verminderung des normalen Wertes 20%, Ende Februar 50% und im August noch 10%. Die Intensität des blauen Himmelslichtes sank um vier Einheiten der 50 teiligen Skala des Saussureschen Cyanometers. Das Purpurlicht zeigte sich häufig seit August 1902 und besonders prächtig im Oktober 1902. Der Bishopsche Ring war seit Dezember 1902 regelmäßig zu sehen. Die Beobachtungen am Astrophysikalischen Observatorium der Smithsonian Institution zeigen, daß in den Jahren 1903 und 1904 die Sonnenstrahlung nicht nur in der Erdatmosphäre eine ungewöhnliche Verminderung erfuhr, sondern auch an der Grenze der Atmosphäre. Der Zusammenhang dieser beiden Phänomene soll durch bolometrische Beobachtungen auf dem Mount Wilson in Californien festgestellt werden. Man darf mit großer Gewißheit annehmen, daß die Trübung der Atmosphäre in den untern Luftschichten im Zusammenhange steht mit den großen Mengen vulkanischen Staubes,

1) Monthly Weather Review U. S. A. **33**. p. 100.

der bei den Ausbrüchen auf Westindien im Mai 1902 ausgeworfen wurde.

Studien über die Dämmerung hat Prof. H. Mohn veröffentlicht.[1]) Nach Entwicklung der zur Berechnung dienenden Formeln wendet er dieselben speziell zur Darstellung der Dämmerungsmessungen am Nordpole an. Auf Grund der zurzeit besten Annahmen für die Refraktion und die mittlern Temperaturen findet er folgendes:

„Am Nordpole endet die absolute Dunkelheit am 1. Februar, wenn der Scheitel der Dämmerung anfängt, sich über dem Horizonte zu zeigen. Wegen der verschiedenen Deklination der Sonne an demselben Datum in den verschiedenen Jahren geschieht dies jedes Jahr zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Meridianen.

In der folgenden ersten Hälfte des Februar erhebt sich der Scheitel der Dämmerung zuerst langsam, später mit wachsender Geschwindigkeit, während ihre Amplitude auch wächst.

In der dritten Woche des Februar wächst die Höhe des Scheitels des Dämmerungsbogens sehr rasch, und er geht durch den Zenit am 25. Februar mit großer Geschwindigkeit, indem die Amplitude etwa 180° beträgt.

Im März ist der Scheitel des Bogens auf der Gegensonnenseite und sinkt langsamer gegen den Horizont. Die Amplitude, von der Gegensonnenseite gerechnet, nimmt stetig ab.

Am 17. März schwindet die Dämmerung, indem die Sonne mit ihrem Oberrande über den Horizont herauf taucht.

Vom 17. März bis zum 25. September ist die Sonne über dem Horizonte.

Vom 25. September bis Mitte Oktober steigt die Dämmerung, und der Erdschatten breitet sich auf der Gegensonnenseite aus.

Am 16. Oktober geht die Dämmerung durch den Zenit mit einer Amplitude von nahezu 180°. Nach dieser Zeit ist die Dämmerung auf der Sonnenseite und nimmt ab in Höhe und Breite, bis sie am 9. November unter dem Horizonte verschwindet. Vom 9. November bis zum 1. Februar hat der Nordpol seine Dunkelzeit ohne Sonne und Dämmerung.

Im Laufe von 24 Stunden geht die Dämmerung am Nordpole um den ganzen Horizonte herum. Auf der Gegensonnenseite erscheint der Dämmerungsbogen als eine Ellipse, deren Fläche dunkel ist. Auf der Sonnenseite erscheint er als Hyperbel, unten erleuchtet.

Nach dem Untergange der Sonne und vor dem Aufgange derselben gibt es eine Zeit, in welcher die Atmosphäre so stark erleuchtet ist, daß keine Sterne gesehen werden können. Nach Mohns eigenen Beobachtungen in Kristiania tauchen die Sterne erster Größe hervor, wenn die Sonne eine Depression von etwas über 4° hat. (Capella

---

[1]) Meteorolog. Ztschr. Hann-Band 1906. p. 1.

4° 6′, Arcturus 4° 11′, Sirius schon 3° 11′, ist aber am Nordpole unsichtbar). Mit dem für die hochstehende Capella gefundenen Werte 4° 6′ für die südliche Deklination der Sonne werden für den Nordpol die Epochen März 10^d 2.2^h a. m. und Oktober 4^d 11.3^h a. m.

Die bürgerliche Dämmerung beginnt und endet, nach verschiedenen Annahmen, wenn die Depression der Sonne 5° oder 6° ist. Dies entspricht am Nordpole für 5° März 7^d 9.3^h a. m. und Oktober 6^d 7.2^h p. m. Für 6° März 5^d 5.2^h a. m. und Oktober 8^d 9.9^h a. m.

Indem der Scheitel des Dämmerungsbogens durch das Zenit geht, nimmt das Dämmerungslicht rasch zu oder ab. Dies findet am Nordpole am 25. Februar 1.4^h a. m. und am 16. Oktober 11.1^h a. m. statt.

Vom 9. November bis zum 1. Februar kommt kein direktes Dämmerungslicht über den Horizont des Nordpoles. Aber der Polarhimmel ist nicht dunkel wie der Himmelsgrund in niedrigern Breiten. Professor Nansen hat dem Verfasser mitgeteilt, daß der Polarhimmel niemals ganz so dunkel ist, wie er den Himmelsgrund am Mittelmeere gesehen hat. Selbst wenn das Spektroskop keine Spur von Nordlicht zeigte, war die Milchstraße im Norden fast oder ganz unsichtbar. Etwas diffuses Licht mag von dem Sternenlichte kommen, etwas von der Schneefläche, und etwas Licht kommt herein von dem Teile der Dämmerung, welcher unter dem Horizonte ist. Selbst beim Wintersolstitium kann Licht von diesem die Atmosphäre im Zenit des Nordpoles erreichen. Die Depression der Sonne ist dann 23° 27′. Der Scheitel der Dämmerung ist nur 5° 40′ unter dem Horizonte, und mit dieser Depression reicht ein Strahl von ihm am Zenite vorbei bis zur Zenitdistanz 84° 24′ auf der Gegensonnenseite, oder der größte Teil der Atmosphäre erhält sekundäres Licht von der unter dem Horizonte sich befindenden Dämmerung.

Die Temperaturtafel gibt das Minimum der Temperatur am 30. Januar. Am Nordpole beginnt danach die Temperatur zu steigen zu derselben Zeit wie die Dämmerung ihr Haupt über den Horizont steckt."

Prof. Mohn berechnete auch die Dauer der verschiedenen Dämmerungsstadien am Äquator und stellt die Ergebnisse für Nordpol und Äquator in folgender Tabelle vergleichend zusammen.

	Nordpol Tage	Äquator Tage	Nordpol-Äquator Tage
Sonne über dem Horizonte, März 17.44 bis Sept. 24.90	191.46	184.32	7.14
Sonne unter dem Horizonte	173.78	180.32	—7.14
Sonne und Dämmerung, Nov. 8.62 bis Jan. 31.90	280.72	217.39	63.33
Astron. Dämmerung, Jan. 31.00 bis März 17.44	44.54	—	—
Astron. Dämmerung, Sept. 24.90 bis Nov. 8.62	44.72	—	—
Summe	89.26	33.07	56.19

	Nordpol Tage	Äquator Tage	Nordpol-Äquator Tage
Weder Sonne, noch Sterne sichtbar,			
März 9.83 bis 17.44	7.61	—	—
September 24.90 bis Oktober 3.76	8.86	—	—
Summe	16.47	7.09	9.38
Bürgerliche Dämmerung (Sonne unter dem Horizonte 5°) März 7.39 bis 17.44	10.05	—	—
September 24.90 bis Oktober 6.30	11.40	—	—
Summe	21.45	9.04	12.41
Bürgerliche Dämmerung (Sonne unter dem Horizonte 6°) März 4.71 bis 17.44	12.73	—	—
September 24.90 bis Oktober 7.91	13.01	—	—
Summe	25.74	11.05	14.69

Änderung des diffusen Lichtes mit der Seehöhe. Prof. Wiesner hat hierüber Untersuchungen angestellt,[1]) deren wichtigste Ergebnisse sind:

1. Bei unbedeckter Sonne nimmt die Intensität des Gesamtlichtes mit der Seehöhe zu.

2. Unter diesen Umständen steigt die Intensität des direkten Sonnenlichtes mit der Seehöhe.

3. Die Intensität des diffusen Lichtes nimmt bei konstanter Sonnenhöhe und unbedeckter Sonne mit der Seehöhe ab, was verständlich wird, wenn man beachtet, daß an der obern Grenze der Atmosphäre die Intensität des diffusen Lichtes den Wert Null erreichen muß.

4. Die Kurve der Intensität des direkten Sonnenlichtes nähert sich bei konstanter Sonnenhöhe mit zunehmender Seehöhe immer mehr der Kurve der Intensität des gesamten Tageslichtes, um an der obern Grenze der Atmosphäre mit ihr zusammenzufallen.

5. Die Intensität des diffusen Lichtes steigt im Laufe eines Tages auf großen Seehöhen (bei unbedeckter Sonne) nicht in dem Maße, als die Intensität des direkten Sonnenlichtes wächst. Nach den frühern Sätzen wird es begreiflich erscheinen, daß mit steigender Intensität des direkten Sonnenlichtes eine Abnahme der Stärke des diffusen Lichtes eintreten kann. Diese Depression wird sich um so mehr bemerklich machen, je größer die Sonnenhöhe, und je größer die Seehöhe des Beobachtungsortes ist. Der kombinierte Einfluß von Sonnen- und Seehöhe auf die Depression der Stärke des diffusen

[1]) Sitzung der math.-naturw. Klasse d. Wiener Akademie am 4. Juni 1906. Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 182.

Tageslichtes hat seinen Grund in der schon von Bunsen und Roscoe wahrgenommenen Tatsache, daß bei sehr hohen Sonnenständen die Intensität des diffusen Tageslichtes nicht im Verhältnisse zu dem des direkten steigt und sogar bei weiterer Zunahme der direkten Strahlung etwas sinken kann, anderseits in unsern auf großen Seehöhen gemachten Beobachtungen, welche in obigen Sätzen vorgeführt und erklärt wurden.

6. Einige der angestellten Beobachtungen lassen annehmen, daß über dem Meere unter sonst gleichen Umständen die Intensität des Gesamtlichtes größer ist als auf dem Festlande, und daß dieser Überschuß auf das diffuse Licht zu setzen ist. Weiter fortgesetzte Untersuchungen werden zu entscheiden haben, ob diese Aussage sich bewähre. Ihre Richtigkeit vorausgesetzt, wäre die über dem Meere herrschende Verstärkung des diffusen Lichtes ausschließlich oder doch vorwiegend auf den Umstand zurückzuführen, daß die Meeresoberfläche mehr Licht als der Erdboden reflektiert, und daß dieser Überschuß an Licht durch neuerliche Reflexion in der Atmosphäre zur Vermehrung des Gesamtlichtes und speziell des diffusen Lichtes beiträgt.

7. Einige der mitgeteilten Beobachtungen bestätigen die vom Verfasser an andern Orten, besonders auffallend in Kairo, konstatierte Tatsache, daß selbst bei unbedeckter Sonne das Maximum der chemischen Intensität des Gesamtlichtes nicht immer auf den Mittag fällt.

Merkwürdige Spiegelungs- und Brechungserscheinungen an der See beschrieb Dr. K. Graff.[1]) Am 19. Juli 1901 beobachtete er auf Bornholm von einer Anhöhe bei Hammershus aus eine Reihe von Formveränderungen der untergehenden Sonne. Die Luft war an dem genannten Tage vollkommen ruhig, der Horizont etwas dunstig, der Himmel im Nordwesten von Cirrusstreifen durchzogen. Die hier in ihren Umrissen skizzierten Gestaltsänderungen der Sonne begannen etwa 10 Minuten vor ihrem Untergange und vollzogen sich in ziemlich rascher Folge; zwischen je einer Skizze liegt eine Zwischenzeit von etwa $^1/_2$ Minute. Das erste, was man an der sinkenden Sonnenscheibe wahrnahm, war eine ungewöhnlich starke Abplattung des untern Randes. Bald war von ihr nur noch die obere Hälfte, nach dem Horizonte zu durch eine gerade Linie begrenzt, sichtbar, so daß es aussah, als wenn die Sonne hinter einem entfernten Gebäude verschwände. Dieser Form folgte eine pilzförmige Gestalt, die nach und nach die Umrisse einer Lampenglocke annahm. Der Untergang selbst war nicht zu sehen, da die Sonne bald nach dem Erreichen der letzten, hier wiedergegebenen Form hinter einer Wolkenwand versank.

[1]) Ann. d. Hydrographie 1906. p. 181.

Sehr auffallend war die eigentümliche Symmetrie der Figuren, sowie die scharfen Ecken bei zweien. Die letzte Skizze ist aber nur schematisch. In dem Momente ihrer Anfertigung wechselte das Bild der Sonne so rasch, daß die Auffassung seiner Konturen mit einigen Schwierigkeiten verknüpft war.

Ein gleichfalls nahezu windstiller Tag, der 24. Juni 1905, brachte in Wisby auf Gotland die Erscheinung eigenartiger Luftspiegelungen und Refraktionsphänomene. Nach zwei windigen Tagen trat am genannten Datum nahezu Windstille ein. Es waren etwa 20° im Schatten; trotz dieser nicht übermäßig hohen Temperatur war der Aufenthalt am Strande wenig angenehm, da der leise westliche Wind alle Augenblicke Luftwellen von drückender Schwüle an Land führte.

Gleich bei der Ankunft am Strande, kurz vor $5^1/_2$ Uhr nachmittags, fiel es Dr. Graff auf, daß eine im Norden vorspringende, sonst absolut unauffällige Klippe, das Stenkyrkehuk, als eine steile, weiße Wand aus dem Wasser emporstieg. Ein schmales, unregelmäßig gestaltetes Band teilte die Erhebung in zwei Teile und fand in einer zuerst breiten, dann äußerst feinen Linie über dem Wasser seine Fortsetzung. Trotz der großen Unruhe der Luft am Horizonte und der stark wallenden Umrisse der etwa 12 Seemeilen von Wisby entfernten Küste war das ganze Phänomen als Luftspiegelung nicht zu verkennen: ein Segler und der um 8 Uhr abends nach Stockholm abgehende Dampfer erschienen beim Passieren der Kimm in der Luft gespiegelt, dagegen wies ein am Westhorizonte beobachteter Dampfer nur jene merkwürdigen Verzerrungen in vertikaler Richtung auf, die an heißen, windstillen Tagen an der See recht oft beobachtet werden können. Während Dr. Graff mit einem Opernglase den westlichen Himmel absuchte, tauchte das Schiff fast plötzlich auf und verschwand nach einigen Minuten nahezu ebenso schnell wieder, so daß er den Eindruck hatte, als wäre es überhaupt nur durch Refraktionswirkung sichtbar geworden.

Derselbe Abend bot kurz vor Sonnenuntergang noch die Erscheinung einer lateralen Refraktion, wie Dr. Graff sie bis dahin noch nie zu sehen Gelegenheit hatte. Etwa um $8^1/_2$ Uhr abends, als das Stenkyrkehuk bereits nahezu die normale Gestalt zeigte, vollzogen sich in rascher Folge die an ihm beobachteten Verzerrungen und Spieglungserscheinungen noch einmal an dem südlich von Wisby gelegenen Högklint, einer 4 Seemeilen entfernten, bis zu einer Höhe von 46 *m* senkrecht aufsteigenden Kalkwand. Die Veränderungen, die sich hier abspielten, wurden eingeleitet durch ein kulissenartiges Vortreten von entferntern Küstenteilen, die unter normalen Verhältnissen von der Högklintwand verdeckt werden und dem Beschauer von Wisby aus unsichtbar bleiben. Daß es sich tatsächlich um reelle Gebilde handelte, bewies eine Skizze des süd-

lich vom Högklint gelegenen Küstenstreifens, die zwei Tage vorher bei einer Dampferfahrt nach Klintehamn entworfen war. Ob der angrenzende dunkle Streifen, der auch hier wie eine entfernte Küste bald sichtbar wurde, gleichfalls in einer lateralen Refraktionswirkung seine Entstehungsursache hatte, ließ sich nicht entscheiden, da seinen stark wallenden, fast züngelnden Umrissen jede charakteristische Form fehlte.

Die untergehende Sonne zeigte an jenem Tage bis zur Berührung ihres untern Randes mit der Kimm keine besondern Formveränderungen.

Zur Frage der Luftspieglungen macht Prof. Dr. O. Auhagen einige interessante Bemerkungen.[1]) In den Steppen und Sandwüsten Mittelasiens hat er häufig beobachtet, wie kleine Erhebungen am Horizonte (Bodenschwellungen oder Ammodendronbüsche) von weißlichem Dunste getragen schienen und dadurch das Bild hervorriefen, als ob sie den jenseitigen Saum eines fernen Sees oder auch verstreute Inseln inmitten eines solchen bildeten. Auch hatte er nicht selten den Eindruck, als ob sich jene Erhebungen in der scheinbaren Wasserfläche spiegelten. Russische Begleiter bezeichneten dies Phänomen regelmäßig als „mirage" im Sinne des uns geläufigen Ausdruckes Fata Morgana. Ausnahmslos überzeugte er sich in solchen Fällen bei schärferer Betrachtung, bisweilen unter Zuhilfenahme seines Fernglases, daß jenes Trugbild nicht sowohl durch Luftspieglung, wie vielmehr durch Bodenspieglung hervorgerufen wurde. Der ebene Boden, der in der Projektion der Ferne die Wirkung einer glatten Fläche annahm, spiegelte am Horizonte in breiterm oder schmalerm Saume die anstoßende weiße Luftschicht wider. Also nicht die Luft, sondern der Boden bildete den Spiegel, und die Luft war sozusagen nicht das Subjekt, sondern das Objekt der Spiegelung. Wo der Boden gegen den Horizont in flachem Winkel anstieg oder auch steilere Erhebungen (kleine Hügel, Buschwerk) aufwies, wurde die spiegelnde Wirkung aufgehoben; die Erhebungen und auch die ihrem Fuße nächstgelegenen Bodenstrecken zeigten sich in ihrem eigenen, gegen die Horizontalschicht der Atmosphäre dunklern Lichte. Da jedoch die Anhöhen gewöhnlich unbedeutend waren, so fielen die von der Luftschicht am Horizonte ausgehenden Strahlen über die Erhebungen hinweg auf eine gewisse Zone des vorliegenden Geländes in genügend flachem Winkel ein, um auf das Auge des Beobachters zurückgeworfen zu werden und dadurch den Eindruck zu erzeugen, als ob sich diesseits jener höhern, dunkler gefärbten Linien helle Wasserbecken ausbreiteten. Wenn die Erhebungen nicht nur jenseits, sondern auch innerhalb der reflektierenden Zone näher und ferner auftauchten, so stellte sich vor die Phantasie das Bild großer Seen mit verstreuten Inseln.

[1]) Globus **89**. Nr. 16.

Noch exakter konnte er die gleiche Art der Spieglung im finnischen Schärenmeere vom Schiffe aus beobachten.

In der Wüste wie auf dem Meere war in jedem Falle Gegenstand der Spiegelung der den Horizont begrenzende weiße Ring des Himmelsgewölbes. Der normale Horizont war nicht erweitert, indem durch Luftspieglung einzelne Gegenstände über ihn hinausgehoben worden wären, sondern im Gegenteile eingeengt: eine Zone der See oder Wüste, die in Wirklichkeit noch diesseits des Horizontes lag, schien infolge von Spieglung schon dem Luftmeere oder einer imaginären Wasserfläche anzugehören.

Den Ausdruck „Luftspiegelung", sagt Verfasser, beschränke man auf Fälle, in denen die Luft einen Gegenstand an einer Stelle widerspiegelt, wo er normalerweise nicht erblickt werden könnte, z. B. ein Schiff, das mit den Masten zu unterst in der Luft zu fahren scheint; man vermeide dagegen das Wort bei den ungleich häufigern Erscheinungen der oben beschriebenen Art, wo der Gegenstand, der anscheinend in der Luft schwebt oder sich über einem von der Phantasie geschaffenen See erhebt, am normalen Flecke sichtbar bleibt."

Klimatologie und Wetterprognosen.

Perioden in der Temperatur von Stockholm. A. Woeikof hat die von Hamburg kürzlich herausgegebenen mittlern Monatstemperaturen in Stockholm für den 150jährigen Zeitraum von 1757 bis 1906 benutzt,[1]) um diese lange und homogene Reihe auf etwaige Periodizitäten zu untersuchen. Es finden sich darin nur wenige Andeutungen nach dieser Richtung, „aber jedes achte Jahr kommt in Stockholm ein sehr warmer Winter, wobei der Januar am meisten, der Februar am wenigsten an dieser Abweichung teilnimmt. Da, namentlich im Winter, sich gleichsinnige Abweichungen vom Mittel auf große Entfernungen erstrecken, sind diese Erscheinungen jedenfalls in einem großen Teile Europas zu finden." Für Petersburg hat Woeikof sie schon früher konstatiert.

„Ich bin," sagt Woeikof, „nicht geneigt, irgend eine kosmische Wirkung anzunehmen in den behandelten Perioden, sondern eher eine Verlagerung der Gebiete hohen und niedern Druckes, und zwar derart, daß in Wintern hoher Temperatur im Norden Europas dieselbe niedrig ist im Süden und namentlich im Südosten. Für die zweijährige Periode der Temperatur wie der Eisbedeckung der Flüsse habe ich Berechnungen angestellt, welche dies zeigen. Jedoch es scheint, daß in den im Norden spezifisch warmen zweiten Wintern der achtjährigen Periode sich die warme Zone mehr nach Süden erstreckt als in andern paaren Wintern, etwa Zentraleuropa und Südzentralrußland noch einschließend."

---

[1]) Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 433.

Die meteorologischen Verhältnisse Indiens in den Jahren 1892 bis 1902 sind von Sir John Eliot dargelegt worden.[1]) Diese Zeitperiode ist höchst merkwürdig für Indien, weil während derselben die meteorologischen Elemente Abweichungen von ihren normalen Werten zeigten, die bis dahin niemals vorgekommen waren. Man kann die in Rede stehende Periode in zwei Teile zerlegen, welche entgegengesetzte Abweichungen aufweisen, und zwar zeigen die Jahre 1892 bis 1894 ein Übermaß von Regen, Bewölkung und Feuchtigkeit und ein Temperaturdefizit, die Jahre 1895 bis 1902 dagegen sind durch einen Mangel an Regen, geringe Bewölkung, Trockenheit und hohe Temperatur ausgezeichnet.

Während der normale Niederschlag von drei Jahren (Mittel von 450 guten Stationen) 3124 *mm* beträgt, ergab die Periode 1892 bis 1894 3658 *mm*, was einem Überschusse von 534 *mm* entspricht. Die gesamte Niederschlagshöhe von 1895 bis 1902 betrug 7721 *mm* gegen die normale von 8331, blieb gegen dieselbe also um 610 *mm* zurück.

Während zweier Jahre dieser Trockenperiode war das Niederschlagsdefizit über manchen Gebieten so groß, daß Dürren und Hungersnot die Folgen derselben waren. Diese zwei Jahre brachten über die betroffenen Gebiete die ärgste Hungersnot seit 150 Jahren. Die Dürre des Jahres 1896 und die Hungersnot von 1897 betraf die Vereinigten Provinzen, die Zentralprovinzen, Zentralindien und Rajputana, ein Gebiet von 800 000 bis 1 000 000 *qkm* — 3 Millionen Personen empfingen Unterstützungen. Die Dürre von 1899 und die Hungersnot 1900 betraf Südpunjab, Rajpuna, Zentralindien, Beras, die Zentralprovinzen, Hyderabad, die Präsidentschaft von Bombay, Teile von Orissa, Chota Nagpur und Madras, ein Gebiet von 16 000 000 bis 18 000 000 *qkm*. — 6.5 Millionen Leute mußten unterstützt werden.

Die folgende Tabelle enthält die Mittelwerte des Regenfalles über Indien in Millimetern. Zur Bildung der Mittel wurden 450 Stationen verwendet, die von Blanford sorgfältig ausgewählt wurden. Jeder Station wurde das Gewicht erteilt, das ihr nach dem Gebiete zukam, das sie repräsentierte.

1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	Normal
1173.5	1275.1	1209.0	988.0	922.0	1038.8	1054.1	759.4	1028.7	937.2	990.6	1043.9

Die Teilung dieser Jahrgänge in eine nasse und eine trockene Periode ist augenfällig.

Wenn man auf die Beträge der Regenfälle in den einzelnen Jahreszeiten Rücksicht nimmt, so erhält man das Resultat, daß alle Jahreszeiten den abnormalen Bedingungen unterlagen. Während der Periode 1892 bis 1894 hatten alle Teile des Jahres die Tendenz, einen Überschuß an Niederschlag zu liefern. Nur im Jahre 1893 hatte die

[1]) Indian Meteorological Memoirs, vol. XVI, part 11. Meteorolog. Ztschr. 1906. p. 183, woraus oben der Text.

Trockenzeit einen relativ größern Überschuß an Regen als die Regenzeit. Während der trockenen Periode 1895 bis 1902 wiesen alle Jahreszeiten ein Defizit an Regen auf. Bei einem normalen Jahre sind die meteorologischen Zustände in der Trocken- und Regenzeit gerade entgegengesetzt.

Die Beständigkeit der abnormen Verhältnisse in allen Jahreszeiten kann auch aus den Beobachtungen des Bewölkungsgrades, der Feuchtigkeit und der Temperatur gezeigt werden.

Bei der Diskussion der geographischen Verteilung des Regens stellt Sir Eliot fest, daß in der nassen Periode 1892 bis 1894 ganz Indien einen Überschuß von Niederschlag aufwies — nur im Jahre 1894 hatten Bombay, der Malabardistrikt und der Madrasdistrikt, ein Defizit von 2, bzw. 3% der normalen Regenhöhe. Im Jahre 1892 trat der Regenüberschuß namentlich in jenen Gegenden deutlich zutage, die ihren Südwestmonsunregen über das Arabische Meer, in den Jahren 1893 und 1894 in jenen Gebieten, die ihn von der Bai von Bengalen her bekamen. Der Überschuß war in jenen Gebieten größer, die näher an den betreffenden Meeren lagen. Die abnorme Stärke und Ausdehnung der Monsunwinde ist jedoch durch den Niederschlagsüberschuß im Innern des Landes gekennzeichnet.

Während dieser Periode trat der Niederschlagsüberschuß im allgemeinen in Baluchistan, Afghanistan, Persien, Zanzibar und Mauritius auf, während der Regenfall in Arabien und in Port Blair gegen den Normalbetrag zurückblieb. Der Regenmangel in Port Blair ist eine gute Illustration für die allgemeine Regel, daß die Abweichungen der Regenhöhe vom normalen Mittel im Gebiete der Indischen See und im „Landgebiete" entgegengesetzt sind.

Während der trockenen Periode 1895 bis 1902 hatte das ganze Gebiet von Nordbombay, den Zentralprovinzen, Zentralindien und dem Punjab nahezu ohne Unterbrechung ein Regendefizit, und zwar wies Bengalen einen Regenmangel durch fünf Jahre, die Vereinigten Provinzen und Madras durch vier Jahre und Ost- und Südpunjab durch sieben Jahre auf. Das innere Land litt mehr als die Küste, und jene Gebiete, die ihren Regen von der Bombayseite her bekommen, litten mehr als jene, welche denselben aus der Bai von Bengalen erhalten. Im Jahre 1899 blieb der Regenfall von Nordbombay 48% gegen den normalen zurück, jener von Rajputana um 31%. In fünf von den acht Jahren erhielten diese Gebiete mindestens 20% zu wenig Regen.

Auch die an das indische Gebiet angrenzenden Länder, sowie Australien und Südafrika litten an Regenmangel.

Während der feuchten Periode 1892 bis 1894 zeichnete sich der Monsun durch seine lange Dauer aus, und die Beständigkeit und Ausgeprägtheit der Monsunbedingungen waren bemerkenswert. Die trockene Periode war durch die außerordentlich kurze Andauer

des Monsuns bedingt. In den Jahren 1896 und 1898, den Jahren der Dürre, trat keine Verspätung im Eintreffen der Monsunregen ein, doch hörte der Bombaymonsun drei bis sieben Wochen früher als gewöhnlich auf, der Bengalmonsun zwei bis sechs Wochen. Dieses frühzeitige Abbrechen der Regenzeit wirkte namentlich im Gangesgebiet und den Zentralprovinzen vernichtend auf die Ernten. Die ausgebliebene Ernte erzeugte dann die Hungersnot. Die Dürre von 1896 wurde in den Vereinigten Provinzen durch den Regenmangel im ganzen Jahre verschuldet, während dieselbe in den Zentralprovinzen und Berar durch den frühen Abbruch der Regenzeit begründet war. Das Jahr 1899 ist durch den Mangel an schweren Regengüssen (das ist: ein Regenfall von mehr als 70 *mm* in 24 Stunden) in ganz Indien und namentlich im Gebiete des Bombaymonsuns charakterisiert. Die zur Verfügung stehenden Daten zeigen, daß die Länder, die ihren Regen vom Indischen Ozeane erhalten, in den Jahren 1892 bis 1894 einen Überschuß, 1895 bis 1902 einen Mangel an Regen hatten. Rußland, Turkestan und Zentralasien hatten entweder die normale Niederschlagshöhe oder Abweichungen im entgegengesetzten Sinne.

Die Beobachtungen des Bewölkungsgrades, der absoluten und relativen Feuchtigkeit und der Temperatur zeigen, daß der Gang dieser Elemente mit jenen des Regenfalles gut übereinstimmt. Sir John Eliot kommt bei der Diskussion des Luftdruckes zu der wichtigen Erkenntnis, daß die langperiodischen Schwankungen in Richtung, Amplitude und Phase über ganz Indien dieselben sind. Bei der Untersuchung der monatlichen Abweichung vom Normalen stellt es sich heraus, daß der Luftdruck durch lange Perioden über dem Normalen bleibt, um dann wieder lange unter das Normale zu sinken. Die Periodenlänge beträgt ungefähr zwei Jahre. Sir Norman Lockyer und Dr. Lockyer kommen bei ihrer Untersuchung des Regenfalles im Themsegebiete mit Rücksicht auf die Jahresschwankung des Luftdruckes in Bombay auf eine Periode von 3.8 Jahren. Eliot gibt eine Tabelle des Wechsels von positiven und negativen Luftdruckabweichungen und zeigt, daß dieser Wechsel beinahe regelmäßig mit dem Wechsel der Jahreszeiten zusammenhängt.

Würden nun diese Schwankungen dem Luftaustausche zwischen dem Indischen Ozeane und Südasien, wie es beim Jahreszeitenwechsel eintreten mag, zuzuschreiben sein, so müßten die Luftdruckschwankungen dieser Gebiete eine ähnliche Periode, aber entgegengesetzte Phase haben; der Vergleich der indischen Daten und jener von Ostindien, China, Südafrika und Australien zeigt aber, daß dies in den Jahren 1895 bis 1902 im allgemeinen nicht der Fall war. Im Jahre 1893 war der Luftdruck in Batavia, Singapore, Kapstadt, Perth und Adelaide unter dem Normalen, in Mauritius, Zanzibar, Hongkong, Zi-ka-wei und Indien über dem Normalen; in andern Jahren jedoch, nämlich 1896, 1898 und 1899 hatte die Luftdruckabweichung über dem ganzen Gebiete des Indischen Ozeanes und über

Südasien denselben Sinn. In der Zeit vor der besprochenen Periode war dies nicht der Fall. Eliot sagt darüber:

„In den Indian Meteorological Memoirs, vol. VI, wurde gezeigt, daß die Luftdruckschwankungen auf Mauritius von 1877 bis 1889 durch zeitlich lange Perioden dargestellt werden konnten, die von ähnlicher Periodendauer, aber entgegengesetzter Phase waren, wie jene von Indien", und an anderer Stelle: „Nach vorläufigen Untersuchungen scheint gewöhnlich die Beziehung zu bestehen, daß die Luftdruckabweichungen über Südasien jenen über dem Indischen Ozeane entgegengesetzt sind." Daraus schließt Eliot, daß in der besprochenen Periode über der halben Osthemisphäre ein großer und abnormer Lufttransport stattgefunden haben mag, der bestimmend auf die Luftdruckwerte wirkte; es stehen ihm jedoch keine geeigneten Beobachtungen zur Verfügung, um das Gebiet aufzufinden, über dem die entgegengesetzten Schwankungen stattgefunden haben. Sir Norman Lockyer und Dr. Lockyer untersuchen in ihrer Abhandlung: „Über die Gleichartigkeit kurzperiodischer Luftdruckschwankungen über großen Gebieten" eine Reihe von Luftdruckkurven, und zwar von Bombay, Colombo, Batavia, Mauritius, Perth, Adelaide und Sidney, und kommen zu folgendem Schlusse: Die auffallende Ähnlichkeit zwischen diesen Kurven zeigt, daß über dem ganzen Gebiete, welches sowohl nördliche, als auch südliche Breiten einschließt, eine einheitliche Luftdruckschwankung stattgefunden hat, und man es daher mit einem meteorologisch zusammenhängenden Gebiete zu tun hat. Letztere Kurven beziehen sich auf die Jahre 1877 bis 1901. Zu erwähnen wäre hierbei noch, daß Sir John Eliot den Ausdruck „Langperiodik" auf jene Variationen anzuwenden scheint, die Sir Norman Lockyer „Kurzperiodik" nennt.

In einer andern Abhandlung geben die beiden Lockyer zwei Luftdruckkurven, eine für Bombay und eine für Cordoba (Argentinien) und sprechen sich über dieselben folgendermaßen aus: „Die Kurve, welche die Luftdruckabweichungen vom Mittel von Cordoba für die Monate hohen Luftdruckes (April bis September) von Jahr zu Jahr darstellt ist ein genaues Spiegelbild der Kurve für Bombay und Indien überhaupt für die gleichen Monate. Die Ursache also, die den Mittelwert der Monate niedrigen Luftdruckes über Indien erhöht, scheint den Mittelwert der Monate hohen Luftdruckes in Cordoba zu erniedrigen. In der Tat haben wir es hier mit einer Verschiebung von Luftmassen zu tun."

In einer weitern Abhandlung teilen die Verfasser die Erdoberfläche in zwei Gebiete, von denen das eine die Luftdruckschwankungen der indischen Type, das andere jene der Cordobatype hat.

Diese Erwägungen sind hier angeführt worden, um zu zeigen, daß es sich hier um eine Meinungsverschiedenheit über die Ähnlichkeit oder Unähnlichkeit der Luftdrucklage von Südasien, Australien und Afrika vor dem Jahre 1892 handelt; und es ist ganz gut möglich,

daß die meteorologischen Verhältnisse dieser Gebiete in der Periode 1892 bis 1902 nicht so abnorm waren, als Sir John Eliot meint.

Aus der Untersuchung der Beobachtungen über die Schwankung der Sonnenstrahlung (mit dem Schwarzkugelthermometer gemessen) geht nach Eliot hervor, daß in den Jahren 1891 bis 1896 oder 1897 die Strahlungsmenge über dem Normalen und in den Jahren 1898 bis 1902 unter dem Normalen war. Da ein solches Strahlungsdefizit die Verdunstung und infolgedessen auch den Regenfall einschränken würde, könnte man aus guten Strahlungsbeobachtungen eine Erklärung der Variationen des Regenfalles und des Luftdruckes erhalten. Die Beobachtungen mit dem Schwarzkugelthermometer sind jedoch nicht hinreichend.

Über die Beziehungen des Monsunregens in Indien zu Wetterlagen entfernterer Gegenden und vorangegangener Zeiten hat M. Prager eine sehr lichtvolle Zusammenstellung der frühern wie der neuesten in Indien ermittelten Tatsachen gegeben.[1]) Die jüngsten Veröffentlichungen des Generaldirektors des meteorologischen Dienstes in Indien, Gilbert T. Walker, sind die wichtigsten, und Verfasser geht genauer darauf ein. „Da die Beobachtungen in Indien allein nicht ausreichen, muß die Wetterlage, vor allem die Verteilung des Luftdruckes, über dem ganzen Indischen Ozeane, den angrenzenden Festländern und den vereinzelt liegenden Inseln bekannt sein. Aus dem stetig wachsenden statistisch geordneten Materiale müssen sich durch die längere Erfahrung maßgebende Faktoren absondern lassen, deren ständiges oder periodisches Erscheinen auf den für Indien so wichtigen Regenfall von Einfluß ist. Die wichtigsten Erfahrungssätze sind folgende:

1. Starker Schneefall im April und Mai in den Gebirgen von Nordwestindien und an den Abhängen des Himalaja wirkt nach der bisherigen Erfahrung nachteilig, d. h. vermindernd auf den Juniregenfall in Indien ein. Ungenügender Regen ist zu erwarten, wenn viel und später Schnee gefallen ist, oder das im Mai mit Schnee bedeckte Gebiet größer als gewöhnlich ist.

2. Starker Regen in der Gegend südlich vom Äquator im Mai bedeutet verminderten Monsunregen im Juni in Indien. Der Zusammenhang ist so zu verstehen, daß bei schweren Regenfällen auf Sansibar und auf den Seychellen dem Südwestmonsun weniger Wasserdampf zugeführt wird als sonst, und für Indien ein Mangel an Regen eintritt.

Bemerkenswert ist noch ein gewisser Parallelismus zwischen dem östlichen Seychellen- und dem östlichen indischen Monsungebiete und zwischen dem westlichen Sansibar- und dem westlichen indischen Monsungebiete. Übermäßiger Regen auf den Seychellen gibt zu wenig Regen in der Bucht von Bengalen und in Hinterindien,

[1]) Ann. d. Hydrographie 1906. p. 562ff.

übermäßiger Regen auf Sansibar gibt zu wenig Regen in Abessinien, den Nilländern und in Nordwest- und Vorderindien.

Indes sind dies nur bedingte Schlußfolgerungen, weil genaue Beobachtungen erst für eine kurze Reihe von Jahren vorliegen. In einzelnen Fällen nämlich, wo im Juni auf einen ungenügenden Regenfall in Indien zu rechnen war, und ein solcher tatsächlich eintrat, hat doch die Regenmenge im Juli oder August einen Ausgleich herbeigeführt, so daß doch der normale Regenfall erreicht wurde. Freilich konnte der Ausfall des Juni durch später eintretenden Regen nicht ganz ausgeglichen werden, doch wurden die schlechten Ernteaussichten verbessert. Bemerkenswert ist, daß von den 16 Beobachtungsjahren auf den Seychellen nur die Hälfte eine Übereinstimmung mit dem Schneefalle in Nordwestindien aufweist, in den andern acht Jahren stimmte die Prognose nicht mit der Prognose nach dem subäquatorialen Regen im April und Mai überein. Der ungünstige Einfluß des Schnees im Mai, der für die Gebiete in der Umgebung gewöhnlich im Juni und Juli verminderten Regenfall bedeutet, scheint sich also nicht immer direkt zu äußern und ist wohl auf unbekannte Störungen in der höhern Luftzirkulation zurückzuführen.

Auf einen ähnlichen Vorgang weisen übernormale Regenfälle auf Sansibar im April und Mai hin. Die Monsunströmung nämlich, die Abessinien mit Regen versieht und den Nil speist, steht mit den Regenfällen auf Sansibar in direkter Verbindung. Starker Regenfall auf Sansibar bedingt einen niedrigen Stand des Niles; ebenso stehen starke Schneefälle in Indien in Wechselbeziehung mit dem Stande des Niles, indem starken Schneefällen in Indien gewöhnlich eine verminderte Nilüberschwemmung folgt. Ein Beweis für die Verbindung zwischen starkem Schneefalle und überreichem Regen in der subäquatorialen Region ist der nahe Zusammenhang zwischen abnorm schweren Regen auf den Seychellen und Sansibar im November und Überfluß an Niederschlägen in Oberindien infolge kalter Witterung.

3. Die Luftdruckverhältnisse. Wie es eine Art Luftdruck verteilung für ungünstige Verhältnisse gibt, in welchen starker Schneefall in Indien mit vermehrtem Regen auf Sansibar oder den Seychellen in Wechselwirkung steht, so gibt es eine andere, in welcher hoher Luftdruck im Indischen Ozeane vorkommt, der zuletzt über Indien erscheint. Dieser hohe Luftdruck zeigt sich sowohl über Australien als auch über Mauritius, nur ist er nicht immer vor Juni erkennbar. Er ist auch häufig während der Regenzeit mit relativ hohem Luftdrucke über der Bombayküste und mit ungewöhnlich steilen Gradienten quer über Indien verbunden. Für die Wettervorhersage sind die Luftdruckabweichungen vom Normalwerte von wesentlicher Bedeutung. Eine statistische Zusammenstellung führte zu dem Ergebnisse, daß in 13 von 16 Beobachtungsjahren auf Grund der Luftdruckverhältnisse eine richtige Vorhersage für den Monsun eintraf. Dabei sind aber die meteorologischen Verhältnisse entfernter

Gebiete mit in Betracht zu ziehen, unter andern Sibirien, wo der Einfluß lokaler Wärme oder Kälte auf die Luftdruckverhältnisse von ganz besonderer Bedeutung ist. Ebenso ist der Zusammenhang zwischen dem Luftdrucke in Südamerika und Mauritius, zwischen Sansibar und Abessinien, zwischen Australien und dem Indischen Ozeane (Seychellen) und von Südost-, Ost- und Nordostafrika zu berücksichtigen.

Bezüglich des Jahres 1906 kam Walker zu dem Schlusse, daß für dieses die meiste Bedeutung die starken und späten Schneefälle, verbunden mit übermäßigen subäquatorialen Regenfällen auf Sansibar und den Seychellen im April beanspruchen, im Mai auf Sansibar allein. So erfolge natürlich das Vordringen des Monsuns nach Norden viel langsamer als gewöhnlich, und aus eingegangenen Schiffstagebüchern könne gefolgert werden, daß es einiger Zeit bedürfen werde, ehe das Einsetzen der Regenfälle stattfinde. Diese Eindrücke finden Bestätigung durch Nachrichten aus Ägypten, wo das Steigen des Niles sich verzögerte, auch scheinen die Luftdruckverhältnisse einigermaßen ungünstig für den indischen Monsunregen zu sein. Der Überschuß des Luftdruckes im Indischen Ozeane (ein ungünstiges Zeichen) war allerdings nur sehr klein; dagegen ließen die Angaben aus Chile bestimmt erwarten, daß der Luftdruck im allgemeinen reichlichem Regen doch günstig sein werde.

Der staatliche Wetterprognosendienst in Preußen, der im Sommer 1906 vom Minister für Landwirtschaft eingeführt worden ist, um damit dem Landwirte zu nützen, hat höchst mangelhafte Resultate gezeitigt und damit aufs neue bewiesen, was von praktisch erfahrenen Meteorologen schon sehr oft betont worden ist, daß die heutige Meteorologie gar nicht imstande ist, Wettervorausbestimmungen zu liefern, auf die eine praktische Tätigkeit sich verlassen könnte. In einer Denkschrift des Reichsamtes war angegeben, daß durchschnittlich 91% richtiger Prognosen gemäß dem gegenwärtigen Zustande der Witterungskunde erzielt würden, nämlich für die Bewölkung usw. 93%, für die Temperatur 95%, für die Niederschläge 84% Treffer. Die Prüfung von der meteorologischen Dienststelle Aachen täglich ausgegebenen Wetterprognosen durch Vergleich mit dem wirklich folgenden Wetter in Köln ergab für den dreimonatlichen Zeitraum vom 15. Juni bis 15. September folgendes: Bewölkung usw. nur 43% richtige Treffer, Niederschläge nur 48%, Temperatur nur 51%, also im Durchschnitte für eines dieser Witterungselemente nur 47% richtige Prognosen. Es ist nicht anzunehmen, daß die andern meteorologischen Dienststellen wesentlich bessere oder schlechtere Ergebnisse erzielt hätten, und man erkennt daher unmittelbar, in wie hohem Grade die Angaben in der Denkschrift des Reichsamtes übertrieben sind. Außerdem ist die Berechnungsweise in der genannten Denkschrift völlig unrichtig und irreführend. Denn der durchschnittliche Prozentsatz, der dort angegeben wird, bezieht sich nur auf ein Witterungs-

element, während doch das Wetter eines Tages, abgesehen vom Winde, durch Himmelszustand, Niederschlag und Temperatur zugleich charakterisiert wird. Fragt man aber, wie oft diese drei Witterungselemente gleichzeitig während des obigen Zeitraumes richtig von der Dienststelle Aachen voraus angekündigt wurden, so ergibt sich hierfür ein Prozentsatz von nur 15%! Dieses Ergebnis bleibt sogar weit zurück hinter dem, welches ein erfahrener Wetterbeobachter lediglich aus dem Verhalten seines Barometers und dem Aussehen des Himmels an seinem Beobachtungsorte über das Wetter des nächsten Tages selbst schließen kann. Eine solche lokale Ortsprognose für Köln während des gleichen dreimonatlichen Zeitraumes, die täglich aufgestellt wurde, ehe das meteorologische Depeschenmaterial eintraf, und die nur etwa 1 bis 2 Minuten Überlegung erforderte, ergab in bezug auf die oben genannten Witterungsfaktoren 8% mehr volle Treffer, als die „Aachener Dienststelle" erzielte, und ebensoviel weniger völlig falsche Prognosen als die nämliche „Dienststelle".

Man ersieht hieraus, was es mit dem Werte der staatlich eingerichteten Wetterprognosen für den Landwirt auf sich hat. Es ist überhaupt eigentümlich, daß ungeachtet das Publikum seiner Entrüstung über die vielen völlig unrichtigen Wetterprognosen der verschiedenen Zentralstellen oft und drastisch genug Ausdruck gegeben hat, von gewisser Seite der Staat zur Einrichtung von Wetterprognosenzentralen veranlaßt worden ist, die keinen wirklichen Nutzen der Landwirtschaft gewähren, wohl aber die Telegraphen- und Postämter und Tausende Beamte tagtäglich mit Arbeiten belasten sowie erhebliche Geldsummen verschlingen. Auf die Motive, welche hierbei obgewaltet haben mögen, fällt ein bedeutsames Licht, wenn man vernimmt, daß, offenbar von derselben Seite, auch die Handelstreibenden und Industriellen angegangen worden sind, sich für die Notwendigkeit von staatlichen Wetterprognosen zu begeistern. In den Zeitungen konnte man lesen, daß die Ältesten der Berliner Kaufmannschaft umfangreiche Erhebungen veranstaltet und den Reichsbehörden übermittelt hätten über die Bedeutung der Reform des Wetternachrichtendienstes für Handel und Gewerbe. Dem Eingeweihten wird dadurch die Annahme nahegelegt, daß es sich hierbei um Anpreisungen handelt, die auf ganz besondern Motiven beruhen, da sie weder der Wissenschaft, noch dem Publikum nützen. Auch scheint es eine und dieselbe Quelle zu sein, aus der die Artikel in den Berliner Zeitungen stammen, Artikel, welche die genannten Blätter harmlos abdruckten, weil sie offenbar meinten, damit dem Publikum und der Wissenschaft zu nützen. Solche Artikel dienten ihrerseits wiederum als Quelle für Reporter und Literaten, um daraus für Blätter zweiten und dritten Ranges Artikel zu fabrizieren, die bei deren Lesern den Anschein erwecken sollen, als stammten sie von Sachkennern her.

Druck von Oskar Leiner in Leipzig. 10599